

В. С. СОБОЛЕВ, В. П. КОСТЮК

К ГЕОЛОГИИ НЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД
ЗАКАРПАТЬЯ

Геологическому и петрографическому исследованию вулканических пород Карпат посвящено значительное число работ. Так, в петрографическом отношении хорошо изучены породы горы Матра в Венгрии, что дало возможность А. Н. Заварицкому в 1944 г. привести петрохимическую характеристику указанного района по данным Маурица (1927). Достаточно подробно изучены также вулканические породы некоторых районов Чехословакии и Румынии.

Вместе с тем, изучение вулканических пород в Советской части Карпат, в силу исторически сложившихся обстоятельств, значительно отстало. Можно лишь упомянуть о старой работе Рихтгофена (F. Richthofen, 1858), относящейся еще к домикроскопическому периоду, где большинство вулканических пород Закарпатья было определено им как трахиты. Более поздние исследования Крейца (F. Kreutz, 1871), несмотря на использование поляризационного микроскопа, также далеки от современных требований. Работы С. Рудницкого (1928) посвящены преимущественно геоморфологии вулканического хребта и выделению на этом основании целого ряда вулканических аппаратов. Липариты Береговского холмогорья и частично связанные с ними метасоматические процессы описаны Кулгаем (G. Kulhay, 1936). Наконец, к 1943 г. относятся исследования в районе Черной горы венгерским геологом Хеффером. Лишь после воссоединения западных областей УССР, в том числе и Закарпатья с Советской Украиной, геологические исследования приобретают здесь небывалый размах. Вулканизм советских Карпат стал планомерно изучаться в общем комплексе исследования геологии карпатской геосинклинальной области.

В течение последних десяти лет исследованиями вулканизма Карпат занимаются геологи различных учреждений. В 1947 г. сотрудниками кафедры петрографии Львовского университета была дана первая сводка по петрографии неогеновых вулканических пород Выгорлат-Гутинского хребта. В ней, наряду с выделением главных петрографических разновидностей, дана петрохимическая характеристика пород и сделаны некоторые общие выводы. В последующий период был опубликован ряд работ, посвященных многим вопросам геологии, петрографии и минералогии вулканических пород, а общие вопросы вулканизма освещены в статье И. Ф. Трусовой (1954).

Следующий этап работ был подытожен изданной АН УССР монографией. Здесь, наряду с дальнейшей детализацией петрографии пород, были в той или иной степени решены геологические вопросы о формах залегания,

стратиграфической последовательности эффузивов и др., а также дано описание гипабиссальных интрузий, связанных с вулканизмом, и характеристика метасоматических явлений.

Задачей дальнейших исследований является детализация стратиграфического разреза и изучение отдельных вулканических аппаратов, а также области распространения туфогенных пород.

Наиболее полная общая схема вулканизма Карпат приведена в работе Кутана (M. Kuthan, 1948). Проявление третичной вулканической деятельности имело место главным образом во внутренней части Карпат, т. е. в зоне, прилегающей к внутреннему прогибу, южнее главного хребта. Выходы вулканических пород от предгорья Альп и оз. Балатон прослеживаются с отдельными перерывами в виде широкой полосы в северо-восточном направлении вплоть до Токайского нагорья в Венгрии и Прешовских гор в Чехословакии. Отсюда начинается вторая часть вулканической дуги — полоса юго-восточного направления, протягивающаяся через советское Закарпатье в Румынию, к Южным Карпатам.

История вулканизма Внутренних Карпат была достаточно длительной и сложной. Кутан выделяет по крайней мере три фазы вулканизма. В каждой из них доминируют основные разности группы андезитов, но первая и вторая фазы заканчивались извержением кислых лав, преимущественно типа плагиолипаритов, а третья — самая молодая — заканчивалась базальтами. Эта схема, установленная для отдельных районов, весьма усложняется миграцией вулканических центров во времени и пространстве.

Наиболее древние вулканические проявления первой фазы в районе Будапешта относятся к палеогену, однако, главное развитие вулканической деятельности происходит в миоцене, а последний этап доходит до плиоцена или даже до постплиоцена.

Прежде чем перейти к рассмотрению третичного вулканизма, отметим, что на территории советских Карпат имеются проявления и более древней вулканической деятельности. Не затрагивая здесь истории магматических пород, претерпевших сильный метаморфизм и входящих в мармарошский метаморфический комплекс, относимый к палеозою или даже докембрию (последнее согласуется и с нашей точкой зрения), коснемся лишь мезозойского вулканизма.

В пределах Раховского кристаллического массива описаны основные породы типа габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, залегающих преимущественно в виде небольших интрузий, но в некоторых местах несомненно эффузивных, сопровождаемых туфами. Диабазы обычно сильно изменены, причем особенно характерно полное изменение плагиоклаза с появлением эпидота, пренита, лотрита, иногда при хорошей сохранности широксена.

Северо-западнее Раховского массива, где древние породы образуют небольшой выход в зоне экзотических утесов, также отмечены интрузии ультраосновных пород, в которых наряду с серпентинизированными лерцолитами встречены породы типа габбро. По Г. И. Алферьеву диабазы имеют юрский возраст, а ультраосновные интрузии относятся к нижнему мелу (апт).

Отмеченные выходы являются, по-видимому, остатками проявлений доорогенного вулканизма Карпат, выразившегося в развитии пород офиолитовой формации. Более широкое распространение эти породы имеют в южных Карпатах, а в целом полоса верхнемезозойских гипербазитов имеет здесь более широкое региональное распространение, протягиваясь от Югославии через Карпаты и Балканы к Малой Азии.

До настоящего времени в пределах карпатского хребта не известны магматические проявления, одновременные главным фазам складчатости.

Как сами вулканические породы, так и связанные с ними гипабиссальные интрузии образовались после проявления основного этапа складчатости (верхняя часть палеогена и граница палеогена и неогена).

В пределах советских Карпат наиболее древние олигоценые туфы плагиолипаритового состава отмечены в верхней части так называемой менилитовой серии (Предкарпатье). Мощность туфовых горизонтов на р. Чечве достигает более двух десятков метров. Ближайшие очаги вулканических извержений верхнепалеогенового возраста известны в Венгрии на расстоянии порядка 400 км от указанного района. Как показывает анализ фактического материала (Людочников, 1935), это расстояние является весьма значительным и показывает необычайную мощность взрывной деятельности катмайского типа.

Гельветский возраст имеет известный горизонт новоселицких туфов в Солотвинской котловине. Мощность туфов здесь весьма неравномерна и резко колеблется в разных местах от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Залегают эти туфы с резким несогласием либо на так называемых Терешульских конгломератах, либо непосредственно на породах карнатского флиша. По составу они относятся к плагиолипаритовым туфам. Тортонские туфы известны в той же Солотвинской котловине. Мощность их здесь достигает двух метров, состав — плагиолипаритовый.

Среднемиоценовые туфы (главным образом тортонские) достаточно широко распространены в области Внешних Карпат, в зоне Предкарпатского прогиба, хотя они нередки и в осадках красной части Русской платформы. Первая сводка по этим туфам с общим историческим обзором изученности их до 1954 г. была составлена С. М. Корневским (1954). По своему характеру они также относятся к типу тонкозернистых плагиолипаритовых туффитов. Расстояния от очагов извержений здесь могут быть несколько меньшими — порядка 100—200 км, но и такое распространение пеплового материала свидетельствует о весьма большой мощи взрывов.

Неогеновые вулканические породы распространены лишь в Закарпатье, т. е. в зоне так называемого внутреннего карпатского вулканизма. Широкая полоса вулканических пород протягивается через все Закарпатье, начинаясь на северо-западе от Выгорлата в Чехословакии и уходя далее в Румынию (Гуты).

Несколько особняком стоит вулканический район Берегово, по-видимому, примыкающий к оконечности западной части карпатской вулканической дуги.

Выработка единой стратиграфической схемы для неогеновых отложений Закарпатья вообще, в том числе и вулканических пород, связана со значительными затруднениями. Объясняется это некоторой спецификой формирования и развития Закарпатского внутреннего прогиба, расположенного на окраине Паннонского (Венгерского) бассейна и заполнявшегося мощной толщей отложений молассовой фации. В прогибе выделяются две впадины, примыкающие к вулканической полосе — Солотвинская и Чопская, история развития которых была также несколько различной.

Кроме того, большие затруднения в выработке общей схемы верхнемиоценовых образований, которые нас сейчас наиболее интересуют, связаны с почти полным отсутствием руководящей фауны, за исключением конгерисовой, характеризующей осадки паннона. Все это чрезвычайно осложняет параллелизацию этих осадков с аналогичными образованиями Северного Кавказа, Причерноморской впадины; больше того, — даже с осадками Венгерской впадины.

В связи с этим, выделяемые в большинстве схем так называемые паннонские отложения не имеют точных возрастных границ, а объем их осадков исчисляется разными авторами по-разному. Предварительно оговоримся, что, согласно с большинством исследователей Закарпатья, под

панноном мы будем понимать отложения верхней части среднего сармата, верхний сармат, меотис и самые низы плиоцена.

Геологическое изучение вулканических пород, в особенности в зоне их сплошного развития, при значительной разрушенности старых вулканических аппаратов, представляет исключительные трудности. Поэтому еще далеко не все вопросы, главным образом в определении последовательности вулканических излияний, приблизились к своему разрешению, но выработанная нами стратиграфическая схема в значительной мере построена на данных непосредственных наблюдений, часто проверенных специальными горными выработками, а также на материалах производственных организаций, ведущих здесь исследования.

Не касаясь общих тектонических схем Восточных Карпат, разработанных в последние годы рядом советских геологов [А. А. Богданов (1949), М. В. Муратов (1949), О. С. Вялов (1951, 1953), В. И. Славин (1947) и др.], мы должны в какой-то мере определить положение вулканических пород в этих тектонических схемах.

Та часть горного сооружения, которую административно принято относить к Закарпаты, согласно наиболее детальной в смысле структурного расчленения последней схеме О. С. Вялова (1953), включает в себя полностью Магурскую зону, значительную часть Мармарошской зоны и зону экзотических утесов. Все они относятся еще к Карпатской складчатой области или области Внутренних Карпат. По соседству с ней, юго-западнее, располагается область Закарпатского внутреннего прогиба с зонами: Вулканической, Солотвинской и Чопской.

Вулканические образования Выгорлат-Гутинской гряды располагаются на стыке между собственно карпатской геосинклинальной флишевой областью (зоной Магуры, т. е. флишем преимущественно палеогенового возраста) и Венгерской впадиной или ее северо-восточным окончанием, так называемой впадиной Альфёльда, заполненной осадками неогена очень большой мощности.

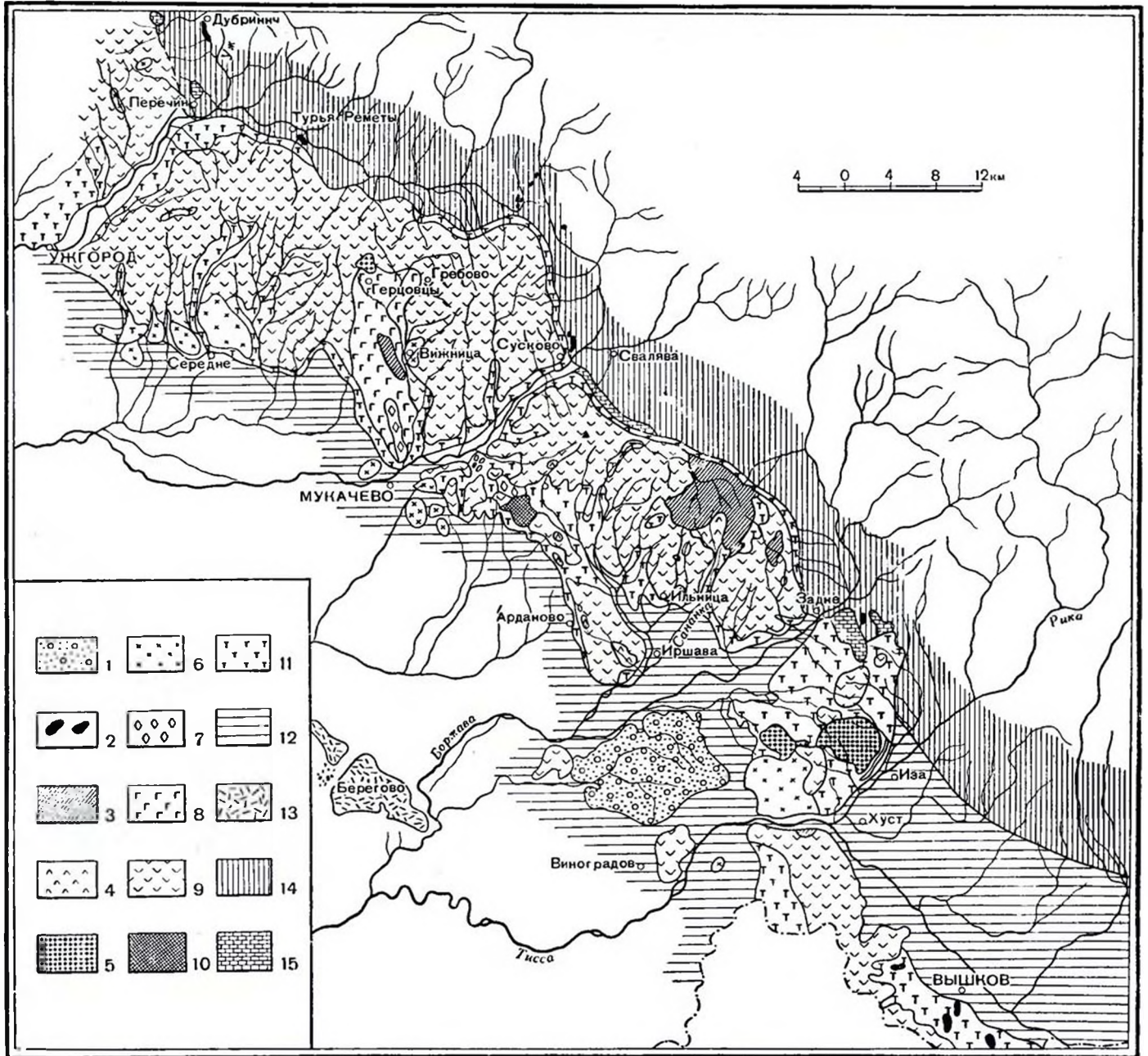
Между Магурской зоной и собственно Вулканической грядой протягивается своеобразная полоса экзотических утесов, сложенных юрскими и более древними породами, которые по представлению других геологов (Богданов, Муратов), считаются зоной антиклинория.

Юго-восточнее р. Боржавы между эффузивами и Магурской зоной вклинивается Солотвинская котловина, заполненная нижнемиоценовыми осадками.

Вулканическая деятельность, таким образом, проявилась на стыке между относительно молодой геосинклинальной областью собственно Карпат и древним герцинским (или Паннонским) массивом, бывшим на месте Венгерской низменности, расчлененным разломами на отдельные блоки или горсты, часть из которых была погружена впоследствии на значительную глубину. Возможно, что на одном из таких горстов располагаются островные вулканические горы Берегова и соседних участков. С подобными глубинными разломами, возникшими в конце олигоцена — начале миоцена, несомненно, и связана вулканическая деятельность.

Общегеологические данные и геофизические исследования позволяют предполагать наличие в Закарпатье двух основных линий разломов. Одна из них, несомненно, расположена в зоне Выгорлат-Гутинского хребта и предположительно совпадает с его водораздельной частью, а вторая — значительно юго-западнее, по линии современных островных вулканических гор: Косино-Запсонь — Береговское холмогорье — Горбки.

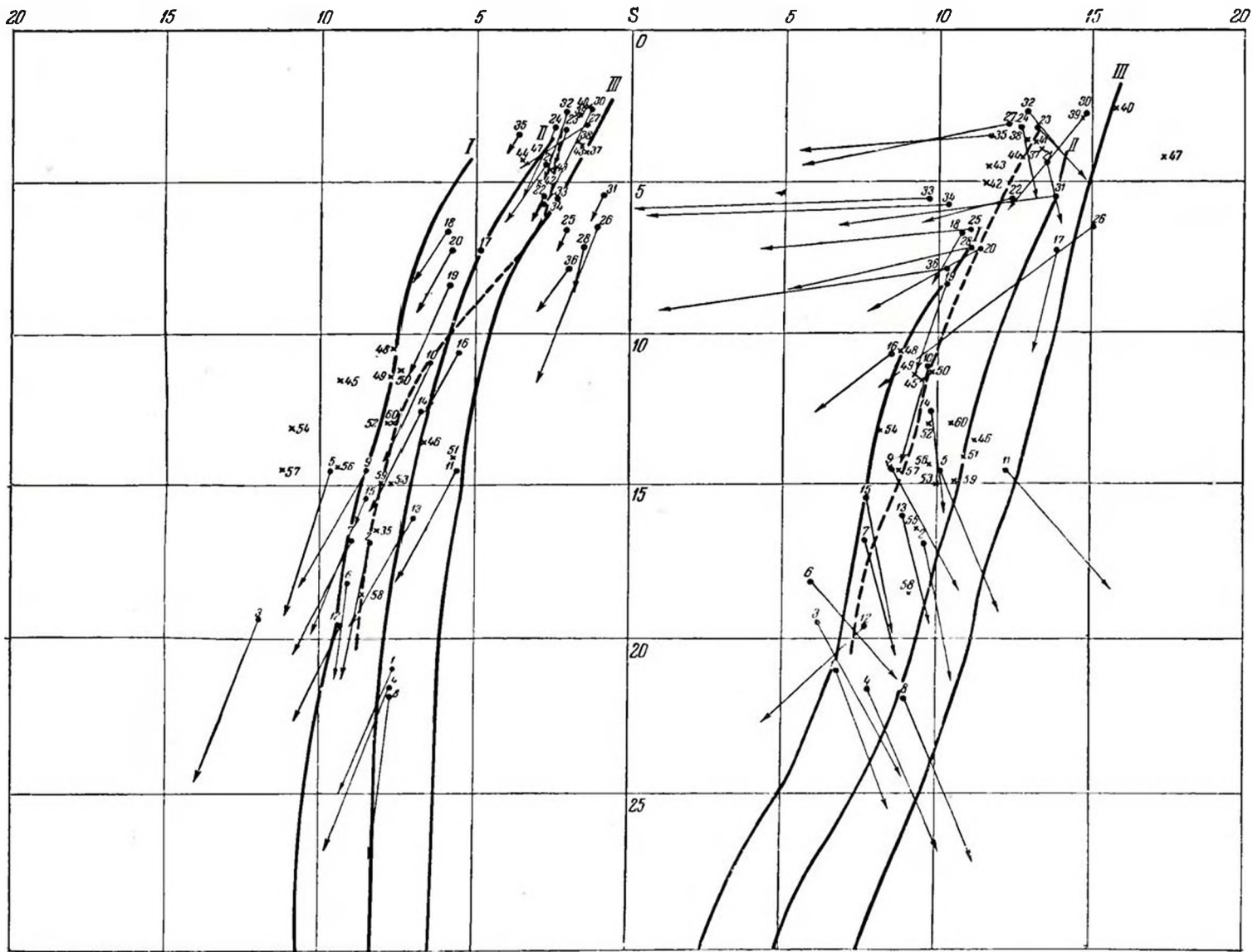
Наиболее древними в Закарпатье являются вулканические породы Береговского холмогорья, которые в нижней части разреза подстилаются преимущественно осадочной толщей (аргиллитами), содержащей отдельные прослой тuffитов. Возраст ее определяется по микрофауне как нижнетор-



Фиг. 1. Схема распространения неогеновых вулканических пород Закарпатской области УССР.

1 — четвертичные отложения; 2 — интрузии; 3 — базальты и андезит-базальты верхние; 4 — крупнопорфировые гиаляндезиты; 5 — липариты; 6 — дациты; 7 — оливиновые андезиты и андезит-дациты; 8 — гиперстеновые андезиты; 9 — андезит-базальты, дуплежелезные андезиты; 10 — базальты нижние; 11 — туфогенные отложения; 12 — осадочные отложения; 13 — липариты нижние (Берегово); 14 — флиш; 15 — юра.

Молодой вулканизм СССР



Фиг. 2. Диаграмма химических составов неогеновых вулканических пород Закарпатской области УССР (по системе А. Н. Заварицкого).

1 — базальт свиты Стапова; 2 — базальт свиты Покутья; 3 — базальт с крупными вращениями моноклинового пироксена, нижний горизонт бужорской свиты; 4 — базальт с вершины горы Бужоры; 5 — базальт с вершины горы Сивяк, бужорская свита; 6 — базальт свиты Оленева; 7 — андезито-базальт левобережья р. Латорицы; 8 — андезито-базальт свиты Сельце; 9 — андезито-базальт Ужгорода; 10 — гиперстеновый андезит свиты Рокосова; 11 — крупнопорфировый гнало-андезит хребта Гат; 12 — крупнопорфировый андезит района свиты Ильицы; 13 — гиперстеновый андезит свиты Шелестова; 14 — оливиновый андезито-дацит; 15 — пироксен — роговообманковый андезит; 16 — оливиновый андезито-дацит свиты Покутья; 17 — оливиновый андезито-дацит свиты Дилок; 18 — андезито-дацит г. Керегедь (район свиты Рокосова); 19 и 20 — то же; 21 — липаритовый обсидаан; 22 — брекчированный, расстеклованный плагиолипарит; 23 — фельзофировый липарит по Кулгаю; 24 — фельзофировый липарит горы Мал. Золотистая; 25 — то же, горы Хаеши; 26 — то же, горы Чепки (№№ 23-26 из района Берегова); 27 — белый фарфоровидный липарит; 28 — фельзофировый липарит горы Мал. Золотистая; 29 — то же, свиты Запсонь; 30 — витрофировый липарит горы Ардов, район Берегова; 31 и 32 — то же; 33 — то же, свиты Косино; 34 — то же, свиты Запсонь; 35 — то же, свиты Косино; 36 — то же, свиты Мужисво.

Точки 37 — 60 (обозначены крестиками) отмечают анализам вулканических пород горы Матра в Венгрии и заимствованы у А. Н. Заварицкого (1944). Во избежание перегрузки чертежа векторы к ним не нанесены. При построении средних кривых (пунктирная линия) принимались во внимание лишь точки вулканических пород советского Закарпатья.

тонский. В восточной части района эта толща сменяется андезитами, чередующимися с туфами, причем андезиты нигде не выходят на дневную поверхность, а вскрыты лишь бурением. Они лежат на различной глубине под липаритовыми туфами.

Кроме этих андезитов, несомненно более древних, чем липариты и их туфы в этом районе, в последнее время андезиты были встречены к северо-западу на расстоянии около 10 км от выходов вулканических пород, под осадочными отложениями паннона, т. е. в области, лежащей между главным вулканическим хребтом и Береговским холмогорьем.

В петрографическом отношении береговские андезиты представлены двухпироксеновыми разновидностями и миндалекаменными измененными андезитами. Кроме того, найдены типичные андезитовые туфы.

На дневную поверхность в районе Берегова выходят только липариты, слагающие характерные вулканические куполы. Доказательством куполовидной формы их является крутое залегание плоскостей флюидальности с веерообразным расхождением. Здесь установлено по крайней мере 6 таких куполов, размеры которых в отдельных случаях более 1 км в диаметре при мощности в наземной части порядка 100—200 м. Местами вскрываются подводные каналы, имеющие характер широких воронкообразных тел.

Наряду с куполами здесь встречаются и небольшие потоки, образующиеся в результате расползания отдельных куполов. В петрографическом отношении липариты Берегова довольно однообразны и могут быть названы плагиолипаритами. Калишпат во вкрапленниках нигде не отмечен, что является характерной особенностью как липаритов данного района, так и более молодых липаритов вулканического хребта.

Наряду с разновидностями, содержащими вкрапленники кварца, встречаются липариты, в которых (вследствие общего малого количества вкрапленников) кварц еще не успел выкристаллизоваться. По структуре основной массы преобладают расстеклованные фельзитовые разновидности, часто с характерной полочатостью и чередованием розовых и серых слоев. Редко встречаются неизмененные стекла обсидианового типа.

Главное место в комплексе вулканических пород Закарпатья занимает Выгорлат-Гутинский хребет, протягивающийся на нашей территории от Ужгорода до Хуста на 150 км, при средней ширине около 20 км. Простирается его в общем параллельно таковому для главной карпатской складчатости. Северо-восточный край вулканического хребта выражен в рельефе достаточно четко; со стороны же, примыкающей к Закарпатскому прогибу, наблюдаются отдельные небольшие возвышенности, местами сливающиеся в отдельные хребтики, ограничивающие Чопскую равнину.

Расчлененный рельеф вулканической гряды уже давно давал основание ряду исследователей выделять в ней древние вулканы. Например, С. Рудницким было в свое время намечено множество вулканических центров с большими полуразрушенными кальдерами. Эти соображения, несомненно, имеют некоторые основания, но не были достаточно подкреплены геологическими наблюдениями. Отыскание вулканических центров в пределах данной области с далеко зашедшим изменением первичного рельефа является чрезвычайно трудной задачей, которая может быть решена только на основе детальной геологической съемки в тесной связи с геоморфологическим анализом и в настоящий момент мы подходим к ее решению лишь в самом первом приближении.

Наиболее молодые вулканы, по-видимому, находятся в пределах водораздельной части хребта. Таким центром предположительно являлась гора Маковица, где может быть даже намечен молодой вулканический конус на основе более древнего взорвавшегося вулкана с большой кальдерой, что выражается в смене надения потоков лав и туфовых отложений.

Вулканический центр намечается в районе горы Сияк, где большая кальдера, по-видимому, ограничивается рядом вершин.

Борлио-Дил в нижней своей части представляет собой окраину того же вулкана, пропиленного р. Латорицей. О существовании более молодого вулкана здесь можно говорить лишь предположительно, так как эта в общем коническая высота сложена преимущественно лавами и лишь очень редкие невыдержанные горизонты туфобрекчий в верхней части разреза говорят о возможности переклиналильного залегания эффузивов.

Останцем древнего вулкана считается гора Бужора, имеющая вместе с расположенной вблизи горой М. Сияк кальдерообразную форму древнего вулкана, сложенного преимущественно туфами.

В хребте Великий Шоллес также намечаются центры излияния андезитовых лав, в частности на горе Острой, где сохранились даже признаки древнего вулканического нека.

Несомненно, что большие стратовулканы существовали и у внутреннего края хребта, но здесь они имели более древний возраст и гораздо сильнее разрушены (Мукачевский вулкан).

Вулканическая деятельность на месте Выгорлат-Гутинского хребта началась относительно поздно — в сармате, т. е. во вторую фазу карпатского вулканизма. Правда, до сих пор еще не выяснен вопрос о связи главного вулканического хребта с породами Береговского холмогорья. В последнее время найдены вулканические породы среди осадков чопской котловины, но остается неясным их возраст. Неясно также, являются ли они продолжением выходов более молодых пород хребта или же образовались одновременно с более древними береговскими андезитами.

Маломощные прослой туфов, связанные с вулканической деятельностью в пределах Выгорлат-Гутинского хребта, известны среди морских отложений нижнего сармата. В районе Кошелева в так называемой липшинской свите и в районе Лукова среди нижнесарматских осадков даже встречены прослой андезитов, но они еще недостаточно изучены.

Интенсивная вулканическая деятельность началась несколько позже, во время отложения пресноводных паннонских осадков. Это устанавливается по многократному переслаиванию туфов и лав с осадками нижнего паннона, т. е. верхнего сармата. Гораздо менее определенной является верхняя граница вулканических пород. В основании эффузивной толщи лежат туфогенные образования, представленные главным образом андезитовыми туфами с редкими прослоями лав андезитового состава. Они почти повсюду картируются по периферии хребта и выходят по долинам рек и ручьев, глубоко врезаемых в вулканические породы. Вместе с тем, граница между туфогенными образованиями и лежащими выше лавами далеко не всегда четкая и в значительной мере условна.

Видимая мощность так называемых подстилающих туфов, где наблюдаются наиболее полные их разрезы, около 250—300 м, но зачастую она снижается до 80—50 м.

Выше туфогенных отложений помещаются лавы андезитового и андезитобазальтового состава с уже относительно редкими и маломощными прослоями туфов. К югу от р. Латорицы, также в низах разреза среди андезитового комплекса пород отмечены и базальты района Станова, которые на нашей схеме названы нижними базальтами. Излияние их приурочено только к локальным участкам и происходило, вероятно, из какого-то обособленного вулканического центра. Общая мощность лавовой толщи андезитобазальтов и двупироксеновых андезитов на южных склонах гор М. Сияк и Борлио-Дил составляет не менее 400 м.

К той же группе пород отнесены гиперстеновые андезиты, помещаемые рядом и в стратиграфической колонке. Последние залегают преимущественно в виде вулканических куполов, гряда которых вытягивается в меридио-

нальном направлении от внутреннего края, вплоть до водораздела хребта.

Несомненно, что экструзия этих куполов связана с каким-то разломом, расположенным косо по отношению к разломам северо-западного простирания. Здесь же, в окрестностях Мукачева, у внутреннего края хребта на схеме выделяются оливиновые (точнее гортонолитовые) андезиты и андезито-дациты, являющиеся самыми молодыми породами в районе их распространения.

Дальнейшее развитие вулканизма в разных частях хребта происходило по-разному, и единую стратиграфическую схему последовательности извержений построить очень трудно.

Более молодой возраст по отношению к отмеченным породам андезитового ряда имеют кислые лавы, т. е. дациты и липариты, играющие в строении вулканического хребта подчиненную роль.

В северо-западной части у внешнего края хребта и у его внутреннего края дациты образуют несколько куполов или имеют в ряде случаев типично-интрузивное залегание. Возможно, что все эти выходы, лежащие в одной полосе, связаны также с поперечным к хребту разломом. Здесь же следует упомянуть о дацитах, образующих купола к югу и северу от Мукачева и связанных генетически с упомянутым выше разломом, контролирующим выходы гиперстеновых андезитов. Наиболее крупные выходы дацитов и липаритов, слагающих вулканические куполы, имеются в хребте Великий Шоллес.

Исследователями вулканических пород Закарпатья различно трактовались взаимоотношения липаритов и дацитов, с одной стороны, и пород андезитового ряда — с другой.

Так, И. Ф. Трусова (1954) утверждает, что липариты и дациты вулканического хребта являются более древними, нежели андезиты и андезитобазальты, и считает их, очевидно, одновозрастными с липаритами Береговского холмогорья. Однако в настоящий момент у нас имеются несомненные данные о том, что липариты моложе части андезитов, т. е. что в пределах главной вулканической гряды, например в юго-восточной части ее, имеются андезитовые туфы и андезиты более древние, нежели липариты. С другой стороны здесь же выше липаритовых туфов залегают андезиты, т. е. часть андезитов, по-видимому, следует относить к верхней бужорской свите или понизить положение липаритов в гутинской свите. Взаимоотношение пород здесь осложняется куполовидным залеганием липаритов, когда местами вскрываются подземные корни куполов и липариты имеют интрузивный контакт с более древними андезитами.

В районе Великий Шоллес исследованиями О. Н. Горбачевской установлено два липаритовых купола. Для краевых частей последних очень характерна флюидальная, а для внутренних — массивная текстура. По периферии куполов встречаются также брекчированные липариты, линзы и плоские обломки которых иногда обладают отчетливой ориентировкой.

Один из липаритовых массивов имеет удлиненную языкообразную форму и вытянут в северо-западном направлении. Здесь в большинстве случаев наблюдаются пологие контакты и видно налегание липаритов на более древних андезитах и дацитах, причем в большом количестве встречаются ксенолиты этих пород в липаритах.

Большинство геологов, признающих относительно молодой возраст липаритов, отмечало также (правда, на основе косвенных соображений, а не прямых наблюдений контактов) существование еще более молодых базальтов, относящихся по Кутану уже к третьей фазе карпатского вулканизма.

В средней части вулканической гряды, формирование которой, по-видимому, связано с вулканическим центром в районе г. Бужоры, своеобразным

этапом вулканической деятельности явилось излияние так называемых крупнопорфировых андезитов, переполненных вкрапленниками плагиоклаза величиной до 1 см. и более. В то время как андезито-базальты и андезиты Закарпатья характеризуются повышенной основностью плагиоклаза (обычно в среднем 80—85), крупные вкрапленники данных пород отличаются более низкой основностью и принадлежат лабрадору № 60—68. В ручье Синянка, глубоко врезанном своим руслом и притоками в вулканические породы между Бужорой и М. Спянком, крупнопорфировые андезиты перекрывают в одних случаях туфогенно-осадочную толщу Иршавской котловины, в других — непосредственно залегают на нижележащих андезитах хребта Гат и ничем не перекрываются.

Здесь же на Гате крупнопорфировые андезиты отделяются от нижне-сарматских осадков небольшой по мощности толщей терригенных отложений паннона. В районе Бужоры они перекрываются своеобразными базальтами, содержащими столь же крупные вкрапленники моноклинового пироксена. Вторая особенность этих базальтов — резко пониженная железистость феррических минералов, составляющая 12—15 мол. % в пироксене и до 26% Fe_2SiO_4 в оливине, в то время как в обычных базальтах содержание железистого компонента в среднем равно 35 мол. % в моноклиновом пироксене и около 40 % в оливине. Несколько большей основностью отличается и плагиоклаз.

Последние могли образоваться в магматическом очаге, переживавшем очель длительный период спокойного состояния, когда были созданы условия к росту крупных кристаллов первой генерации еще в интрателлурическую стадию. При этом в верхних горизонтах магматического очага сконцентрировалась бы более легкая по удельному весу часть, т. е. крупные кристаллы плагиоклаза состава лабрадора с более кислым дифференциатом расплава ($\text{SiO}_2 \approx 57\%$). Внизу очага могло происходить накопление таких же крупных кристаллов моноклинового пироксена и оливина, а также основного плагиоклаза, не кислее среднего битовнита. Химический анализ такого базальта дает 49,6% SiO_2 . На поверхности в это же время происходила значительная эрозия более ранних вулканических пород.

Против возможности такого накопления основных дифференциатов в нижней части магматического очага говорит состав феррических минералов базальтов, железистость которых значительно ниже, нежели железистость вкрапленников пироксенов базальтов и андезито-базальтов обычного типа. Таким образом, есть основание предполагать, что излияние этих базальтов связано с развитием нового магматического очага, давшего лавы третьей фазы. Однако геологическое несогласие, устанавливаемое уже между нижележащими породами и крупнопорфировыми андезитами, которые легли на значительно размытую и денудированную поверхность хребта Гат, заставляет приурочить начало третьей фазы вулканизма не к излиянию базальтов, а крупнопорфировых андезитов. Образование последних вероятно связано с излиянием магмы из остаточных очагов второй фазы, в которых в течение длительного перерыва происходила кристаллизация крупных вкрапленников лабрадора.

Общая мощность базальтов и андезито-базальтов, лежащих в районе Бужоры выше крупнопорфировых андезитов, составляет более 500 м. Возраст этой свиты, названной нами Бужорской, может быть определен, исходя из общей схемы вулканизма Карпат, как верхнеплиоценовый, а излияние базальтов приурочено к третьей фазе карпатского вулканизма. К сожалению, в районе горы Бужоры отсутствуют кислые лавы, т. е. выяснить их возрастные взаимоотношения здесь не удастся.

Несомненные данные о налегании базальтов, правда, не на липариты, а на литокластические липаритовые туфы, непосредственно связанные

с экструзией липаритов, были получены к северо-западу от р. Латорицы, что позволяет нам помещать эти базальты в стратиграфической колонке выше липаритов. Как уже выше отмечено, новые наблюдения позволяют ставить вопрос об отнесении к третьей фазе и части андезитов, что однако еще требует проведения дополнительных исследований.

Вся серия пород Выгорлат-Гутинской гряды имеет ряд характерных минералогических и петрохимических особенностей. К первым относятся: повышенная основность плагиоклаза, большая роль ромбического пироксена, изредка появляющегося даже в липаритах, при малом значении роговой обманки, связанной преимущественно с интрузиями, повышенная железистость химических минералов, с чем связано даже появление оливина типа гортонолита в некоторых андезитах и андезитодацитах. Биотит появляется только на поздней стадии кристаллизации сравнительно кислых лав¹.

Отмеченные особенности прежде всего позволяют сделать вывод о значительной роли ассимиляции глинистых пород при дифференциации магмы. Поглощение избыточного глинозема приводило к вытеснению окиси кальция из феррических минералов, что, с одной стороны, увеличивало роль ромбического пироксена, а с другой — повышало основность плагиоклаза. Возможно, что с этим же связана и повышенная железистость темноцветных минералов.

В липаритах и дацитах, кроме повышенной основности плагиоклаза, признаком ассимиляции глинозема служит появление перничного альмандина, обнаруженного в интрузивных липарито-дацитах. Такая ассимиляция подтверждается также находками в магматических породах ксенолитов кордиеритовых роговиков.

В петрохимическом отношении данная серия пород близка к наиболее известковому типу, и поэтому точки на диаграмме ложатся между первым и вторым типом вулканических пород А. Н. Заварицкого (фиг. 2). Некоторые особенности минералогического состава отражаются и в дополнительных характеристиках. Так, векторы правой части диаграммы для пород базальтового и андезитового составов отличаются достаточно крутыми наклонами, что связано с пониженной величиной c' , т. е. извести, содержащейся в феррических минералах. Вторая особенность тех же векторов — их малая длина, свидетельствующая о повышенной железистости пород, что уже хорошо фиксируется в темноцветных минералах. Векторы для липаритов имеют очень пологий наклон влево, благодаря повышенной характеристике a' . Векторы левой части диаграммы несколько более пологи, чем обычно, что связано с понижением характеристики n , т. е. относительной роли натрия.

Как уже отмечено, в пределах главной вулканической полосы наряду с обычными эффузивными формами залегания эрозией вскрыты также мелкие интрузии, породы которых имеют обычно эффузивный облик. Однако, кроме этого, в непосредственной связи с вулканизмом паходятся образования отдельных групп гишабиссальных интрузий за пределами вулканической полосы, у ее внешнего края. Хотя точные возрастные соотношения с эффузивами здесь еще не выяснены, несомненно, что эти интрузии не моложе верхнего сармата (так как они прорывают нижнепаннонские отложения). Таким образом, в общей схеме геологии Карпат они являются посторогенными, тесно связанными с вулканизмом, а не могут считаться проявлением верхних частей более крупных синорогенных интрузий.

¹ Совершенно особое петрохимическое положение имеет туффит эгиринового трахита, обнаруженный в миоценовых отложениях Предкарпатья (Соболев и Горбачевская, 1951). Связь этого туфа с определенным вулканическим очагом и вообще проявление щелочных пород в общей схеме Карпатского вулканизма остается пока неясным.

В интрузиях юго-восточной части района, равно как и в некоторых на северо-западе, эти породы имеют типичный гипабиссальный облик и определяются как гранодиоритпорфиры и кварцевые диоритпорфиры. В интрузиях средней части гряды породы имеют обычный эффузивный облик. По вещественному составу и структурным признакам они в последнем случае определяются как андезито-базальты и соответствующие андезиты. В них гораздо чаще, чем в андезитах лавовых потоков, встречается роговая обманка, обычно в виде крупных кристаллов.

С отмеченными гипабиссальными интрузиями связаны иногда весьма интенсивные метасоматические изменения, которые подчас захватывают значительные участки; это обычно характерно для магматических процессов, идущих на незначительной глубине. При процессах подобного рода наблюдаются главным образом изменения околотреципного характера, соответствующие низкотемпературным ступеням; наряду с этим происходит и более широкая каолинизация, вплоть до образования кварц-каолиновых пород.

Метасоматические изменения, связанные с фумарольной деятельностью, особенно интенсивно проявляются в районе Береговского холмогорья. Здесь, в нижних горизонтах толщи туфов, разделенной пачкой глин (измененных аргиллитов) при воздействии щелочных растворов, происходит альбитизация и адуляризация плагиоклаза. Выше глин наблюдается алуинитизация, каолинизация и окварцевание липаритовых туфов (образование вторичных кварцитов), что связано с воздействием серпокислых растворов в условиях высокого окислительного потенциала. Изменение растворов произошло, несомненно, за счет кислорода экзогенных вод (при температуре порядка 300—400°), для которых глины служили водоупорным горизонтом.

Адуляризация липаритовых туфов ниже водоупорного горизонта проявилась настолько интенсивно, что плагиоклаз полностью замещен калишпатом в согласной ориентировке, т. е. зерно за зерно. Облик кристаллов, их прозрачность и сравнительно низкий угол оптических осей ($2V = -63^\circ$) делает их очень похожими на первичный магматический калинагровый полевой шпат. Только своеобразный химический состав пород, в которых совсем нет натрия, некоторые черты структуры основной массы и наличие перехода в нижние горизонты позволили с несомненностью выяснить генезис породы. Мы специально подчеркиваем здесь возможность отмеченной ошибки, так как, по нашему мнению, она нередко встречается в литературе по эффузивным породам. В частности, такое происхождение, по-видимому, имеют калишпатовые липаритовые туфы, указываемые Куталом, наряду с плагиолипаритовыми туфами в Прешовских горах в Чехословакии.

Как уже отмечено в специальной статье (Соболев и Фишкин, 1953), эти процессы очень близки к явлениям метасоматоза, описанным для молодых вулканических толщ Новой Зеландии (Steiner, 1953).

Среди метасоматических пород типа вторичных кварцитов, встречающихся в некоторых участках вулканической гряды, особый интерес представляют находки турмалиновых пород. Турмалин при этом имеет обычно такое тонкоагрегатное строение, что лишь с большим трудом поддается микроскопическому определению. Образование турмалиновых пород свидетельствует о высокой концентрации борного ангидрида в постмагматических растворах определенной стадии.

В виде резюме к данному очерку можно сопоставить проявление вулканизма в Советских Карпатах с общей схемой карпатского вулканизма по Кутану. В Карпатах выделяются три основные фазы вулканизма, которые проявились и на территории Советских Карпат. К первой фазе относятся плагиолипаритовые туфы Предкарпатья и солотвинские туфы За-

карпатья, отложение которых началось еще в верхах палеогена, а также происходило в бурдигале, гелльете и тортоне.

Береговские диориты по схеме Кутапа должны быть отнесены еще к первой фазе, так как они несомненно древнее вышележащих андезитов Выгорлат-Гутипского хребта, относимых ко второй фазе. В то же время береговские породы моложе не только соответствующих излияний первой фазы в близлежащих районах Чехословакии, но и верхнего возрастного предела, указанного для этой фазы Кутаном. По-видимому, история карпатского вулканизма несколько сложнее, и здесь должна быть выделена еще одна фаза, которую мы условно назвали фазой 1-б. Сюда должны быть отнесены береговские породы, равно как и некоторые другие молодые породы первой фазы и наиболее древние породы второй фазы по Кутапу.

Максимальным распространением в Закарпатье пользуются породы второй фазы, слагающие в основном Выгорлат-Гутипский хребет; третья фаза выразилась в излиянии базальтов бужорской свиты. Верхняя возрастная граница здесь неясна, но последние излияния относятся, вероятно, к верхам плиоцена.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. «Сов. геология», сб. 40, 1949.
- Вялов О. С., Ладыженский Н. Р., Ткачук Л. Г. Туфовый горизонт в менилитовой серии Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 79, № 1, 1951.
- Вялов О. С. Общее структурное подразделение западных областей УССР. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5, 1953.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. М., 1944.
- Кореневский С. М. Мiocеновые вулканические туфы Предкарпатья. «Тр. Всес. н.-и. ин-та геологии», вып. 29, 1954.
- Лодочников В. Н. Полурыхлый туффит трахита из Дуванки (у г. Павловска). «Тр. ЦНИГРИ», вып. 39, 1935.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», т. 2. Изд-во АН СССР, 1949.
- Рудницкий С. Вигаслі вулкани Українського Закарпаття. «Вісник природозн.», т. I, II, 1928.
- Сидоренко Е. К минералогии изверженных пород Вышковского района в Закарпатье. «Минер. сборник Львовск. геол. об-ва», № 5, 1951.
- Славин В. И. Тектоническое расчленение Карпатского орогена. «Материалы по геологии и гидрогеологии», сб. 4, Киев, 1947. Укр. геол. упр.
- Соболев В. С., Вартапова Н. С., Горбачевская О. Н. Петрография неогенных вулканических пород Ужгород-Хустского хребта. «Тр. Львовск. геол. об-ва», вып. 1, 1947.
- Соболев В. С., Горбачевская Р. Н. Эгирин в туффите из третичных отложений Предкарпатья. «Минер. сборник Львовск. геол. об-ва», № 5, 1951.
- Соболев В. С., Фишкин М. Ю. Metасоматическая зональность и процессы образования алунита. «Минер. сборник Львовск. геол. об-ва», № 7, 1953.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Бобрневич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд. АН УССР, 1955.
- Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В., Иванова Г. Н. Петрография Береговского вулканогенного холмогорья. «Науч. зап. Львовск. политехн. ин-та». Сб. Нефт. фак-та, № 2, вып. 6, 1949.
- Трусова И. Ф. Основные черты строения неогеновых вулканических образований Закарпатья. «Тр. МГРИ», т. 26, 1954.
- Kreutz F. Das Vihorlat-Gutin-Trachitgebirge (im nordöstlichen Ungarn). «Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst.», 21 B., H. 1, 1871.
- Kulhaу G. A Beregszási hegység eruptív közetei és azok elváltozásai. FK, Budapest, 1936.
- Kuthan M. Undačný vulkanizmus Karpatského orogenu a vulkanologické štúdia v sev. časti Prešovských hôr. «Prace Statn. geol. ústavu», soš. 17, 1948.
- Mauritz B. Die Eruptivgesteine des Matra-Gebirges. «Neues Jahrbuch f. Mineralog.», Bd. 67, Abt. A, 1927.
- Richtshofen F. Trachite im nordöstlichen Ungarn. «Verh. d. k. k. geol. Reichsanst.», Wien, 1858.
- Steiner A. Hydrothermal rock alteration at Waitakei, New Zealand. «Econ. geol.», 48, No 1, 1953.