

A stylized illustration of a volcano on the left side of the cover. The volcano has a conical shape with a jagged top, emitting a large plume of smoke or ash represented by several curved lines. Below the volcano, a vertical rectangular section shows a magma chamber filled with numerous small circles of varying sizes, representing bubbles or magma components. The entire illustration is rendered in black and red lines on a brown background.

Л. Г. ДАНИЛОВИЧ

КИСЛЫЙ
ВУЛКАНИЗМ
КАРПАТ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

Л. Г. ДАНИЛОВИЧ

551.211

КИСЛЫЙ
ВУЛКАНИЗМ
КАРПАТ

1892

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ - 1976



552
Д18

УДК 551.211(-924.5)

В книге обобщены данные о геологическом положении кислых вулканических образований карпатского происхождения, подведены итоги в изучении вещественного состава, петрохимии, показана геотектоническая приуроченность проявлений кислого вулканизма к островной дуге Карпат. Дана характеристика игнимбитового вулканизма и главных этапов магматизма Карпат.
Рассчитана на геологов.

О т в е т с т в е н н ы й р е д а к т о р
д-р геол.-мин. наук В.П. Костюк

Р е ц е н з е н т ы

кандидаты геол.-мин. наук М.Б. Рипун и В.С. Буров

Редакция наук о Земле

Д 20805 - 143
М221 (04) - 76 324 - 76

© Издательство "Наукова думка", 1976

Вулканические породы кислого состава давно привлекают внимание геологов. В последние десять-пятнадцать лет они стали объектом детальных исследований в связи с выяснением генезиса итнимбритовых образований и больших объемов кислых магм. Эти породы имеют большое значение в формировании земной коры и встречаются в составе сложных вулканических комплексов всех эпох.

В Карпатском регионе итнимбритовые образования детально изучены на территории Венгрии.

Об их широком развитии среди туфов кислого состава в районе Берегова писали В.С.Соболев и др. (1955), а в районе с.Хижя - автор (1961-1963). В работах регионального плана по геологии Карпат (Сическу, 1960; Вацас, 1964; Будай и др., 1963, и др.) приведены достаточно полные обзоры по магматизму, в том числе и по вулканическим образованиям кислого состава. Сведения об эволюции кислого вулканизма Карпат есть у М.Кутана (1948), для гор Вледьяса в Румынии - у Д.Джужке (1950), о кислом вулканизме территории Венгрии писал Г.Панто.

Магматические образования в Советских Карпатах изучались сотрудниками Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР в течение многих лет под руководством академика В.С.Соболева. Уже в первых сводках подведен итог изучения петрографии и минералогии неогеновых магматических пород Закарпатья, петрохимии вулканических образований и особенностей их геологического положения. В работе В.С.Соболева и др. (1955) детально характеризуются туфы кислого состава Предкарпатья, Солотвинской впадины, вулканического комплекса Береговского холмогорья. Петрографии и геологии вулканических пород Береговского холмогорья посвящена работа Л.Г.Ткачука и др. (1949).

Большое внимание вулканическим образованиям кислого состава уделяет в своих работах В.П.Костюк (1958, 1959, 1961). Им подведены итоги изучения вулканических образований разных составов мезозойского, палеогенового и неогенового возрастов, сделана первая сводка по эволюции магматизма Советских Карпат на фоне тектонического развития всей Карпатской складчатой области, приведены результаты

детальных петрографо-минералогических и петрохимических исследований. Костык наиболее полно проанализировал имеющиеся на то время литературные материалы по кислому вулканизму сопредельных стран.

Характеристике неогенового вулканизма Закарпатья посвящена работа Е.Ф.Малеева (1964), где также есть сведения о кислом вулканизме.

Во всех названных работах авторы придерживаются различных взглядов на эволюцию вулканизма Карпат, на природу магматических очагов, но многие из них усматривают прямую генетическую связь в сериях пород (андезиты —> липариты, базальты —> липариты), выделяя разное количество фаз вулканизма.

Глубокое бурение в пределах Закарпатского прогиба дало возможность изучить весь объем молассовых отложений, выявить мощные толщи игнимбритовых образований, андезитовые и андезито-дацитовые комплексы, по-новому осветить характер вулканической деятельности на этой территории. В 1963-1964 гг. нами впервые обращено внимание на широкое развитие игнимбритовых образований (а не обычных туфов) в Закарпатском прогибе, на обособленность проявлений кислого вулканизма от андезитового и базальтового, а в 1965 г. кислые вулканические образования выделены в самостоятельную липарито-дацитовую формацию.

Специальные дополнительные исследования в 1970-1972 гг. значительно дополнили наши знания об особенностях развития кислого вулканизма, о распространении его фаций в Карпатском регионе и об основных ритмах извержений. Впервые была сделана попытка рассмотреть все разрозненные во времени и пространстве проявления кислого вулканизма. Это дало возможность составить полное представление об эволюции кислого вулканизма, охарактеризовать всю гамму его производных, сравнить минеральные парагенезисы и химизм, выявить особенности исходной магмы и ее возможный источник.

Большую помощь при этом оказали специалисты по игнимбритовым образованиям и туфоловам Армении К.Г.Ширинян, К.И.Карапетян и С.Карапетян. Их консультации и советы способствовали выяснению строения мощных игнимбритовых толщ Закарпатья и выделению основных разновидностей пород этой группы. Полевые наблюдения в Чехословакии и Венгрии, знакомство с вулканическими областями гор Токай, Кремницко-Штьявницкого массива и прилегающих к СССР районов, отбор эталонных коллекций игнимбритовых образований из разреза тортона и сармата Венгрии, консультации крупнейшего специалиста по кислому вулканизму Венгрии Г.Панто — все это оказало существенную помощь в понимании природы игнимбритовых пород и туфолов, разделении и сопоставлении игнимбритовых толщ Советского Закарпатья и Венгрии.

Интерес к этим образованиям вполне закономерен: с ними генетически связаны многие рудопоявления и месторождения полезных ископаемых Закарпатья. Поэтому выявление характерных особенностей кислого вулканизма и природы источника магм будет способствовать более рациональному направлению поисковых работ.

При сборе фактического материала в Предкарпатье большую помощь нам оказали М.Б.Рипун, Г.Д.Досин, М.А.Вуль, И.И.Курилец, О.Ф.Ткаченко, Е.И.Вульчин, Р.Панькив. Эти товарищи предоставили для изучения свои материалы, образцы пород и шлифы из собственных коллекций.

Автор выражает благодарность академику В.С.Соболеву и заслуженному деятелю науки В.И.Влодавцу, а также д-ру геол.-мин. наук И.Д.Гофштейну за ценные консультации и обсуждение ряда вопросов, связанных с изучением магматизма Карпат.

Данная работа является первым обобщением материалов по кислому вулканизму Карпат, поэтому автор будет благодарен читателям за все дополнения и замечания.

В развитии Карпатской складчатой области можно выделить два крупных этапа развития магматизма, соответствующих периоду растяжения океана Тетис (триас – ранний мел) и периоду сжатия и формирования Карпатской складчатой дуги (поздний мел – неоген).

В первый этап сформировались различные члены офиолитовой ассоциации, во второй – известково-щелочные серии: 1) кислые вулканические образования (поздний мел – неоген) липарит-дацитового состава и их субвулканические и глубинные аналоги; 2) андезитовые вулканические и субвулканические комплексы (палеоген – неоген); 3) андезит-базальтовые толщи (серии базальт – липарит плиоцен-четвертичного возраста), слагающие Выгорлат-Гутинскую гряду, массивы Келиман – Гургиу – Харгита и проч.

Учитывая возраст первичного магматического становления пород офиолитовой ассоциации, можно предположительно считать, что раскрытие трещин в континентальной плите (которая после завершения герцинских деформаций стала жестким сиалическим образованием) и формирование океанического пространства Тетиса в отдельных случаях происходило в пермское время, а также в раннем и среднем триасе, юре.

Для ранних периодов растяжения характерно повсеместное образование вулканогенно-осадочных формаций (диабазово-радиоляритовых толщ, порфиритов в ассоциации с кремнистыми и карбонатными осадками). Толщи подобного состава вскрыты скважинами в фундаменте Закарпатского прогиба. Стратиграфически их относят к триасу и юре (Свириденко, 1973). Вероятно, первичное (магматическое) становление гипербазитов, по данным М.Г. Ломизе и И.В. Плоско (1969), происходило в триасе или в поздней юре. Более молодые серии (спилиты, базальтовые и андезитовые порфириты и порфиры) ассоциируют с карбонатными и кремнистыми породами оксфорда и нижнего мела (Ломизе, Плоско, 1969; Чюфлик и др., 1973; Лещух, 1973). По составу основные магматические породы относятся к толеитовому ряду. В настоящее время они находятся в тектоническом залегании (шарьированные толщи) или входят в состав меланжа. Среди магматических образований установлены ультрабазиты (лерцолиты и гарцбургиты), нередко серпентинизированные или полностью перешедшие в серпентиниты, вулканические и субвулканические образования, реже интрузивные и дайковые тела.

О времени формирования разных членов офиолитовой ассоциации альпийского складчатого пояса существует две точки зрения. А.В.Пейве (1973) считает, что образование ультрабазитов значительно разорвано во времени с образованием базальтовых серий и ассоциирующих с ними глубоководных осадков, причем последние были более молодого возраста. Другая группа исследователей (Обуэн, 1973; Карамата, Чирич, 1973) считает, что излияние базальтов, ассоциирующих с кремнистыми осадками, характерно для разных этапов растяжения. Ультрабазиты же формировались только в поздней юре. При этом отмечаются случаи термального воздействия ультрабазитов на черные аргиллиты предположительно юрского возраста в зоне главного Мармарошского наддвига (Ломизе, Плошко, 1969) и на триасовые вулканогенно-осадочные образования во Внутренних Динаридах (Карамата, Чирич, 1973).

Общая картина эволюции магматизма в Советских Карпатах детально рассмотрена в работах автора (1975) и Г.Н.Доленко, Л.Г.Данилович (1975).

Особое место среди магматических процессов островных дуг в период формирования складчатых горных сооружений занимает кюлий вулканизм и гранитоидный магматизм. Рассмотрим характеристику кюлого вулканизма, в частности основную форму его проявления — игнимбритовый вулканизм.

Игнимбритовый вулканизм очень своеобразен вследствие особенностей поведения и характера кислых магм. При изучении закономерностей извержения кислых магм необходимо принимать во внимание физико-химические особенности магмы и ее реакции на изменение термодинамических условий. Способность кислых магм к извержению зависит от степени вязкости, которая определяется количеством газовой составляющей, температурой и давлением. Вблизи поверхности из-за резкого понижения давления кислые магмы бурно выделяют газы — вскипают и вспениваются, превращаясь в газопопирокластическую смесь. Для очень вязких магм это явление происходит на малой глубине. При небольшой силе начального взрыва нагруженная взвесь поднимается на незначительную высоту, образуя переливающиеся раскаленные тучи (Ритман, 1964). Из канала она выливается как поток раскаленного пепла и пемзы, в котором каждая частица окружена газом. При извержении на Аляске в 1912 г. переливающаяся раскаленная масса перемещалась по руслу долины, ломая деревья, обугливая их, и отложила в долине Десяти Тысяч Дымов спекшиеся массы пирокластиков.

Раскаленные пеплы, особенно в более глубоких частях отложений, сплавлены до возникновения псевдофлюидальности. Поэтому массивная горная порода, обнаруживающая часто столбчатую отдельность, внешне похожа на липаритовую лаву, с которой ее легко спутать. Однако связываемые образования отличаются от лавовых площадным распростране-

нием. Эти потоки выравнивают старый рельеф, постепенно переходя к краям покровов в пористые и слабо спекшиеся пепловые туфы. Наоборот, жидкие магмы способны к сильным эксплозиям, образующим пепловые извержения; магмы, в меньшей степени обогащенные газом, могут полностью прекратить газоотдачу на различных стадиях эволюции очага, что ведет к возникновению переходных разновидностей пород в серии лава —> игнибритовые образования. Лишенные газовой составляющей, кислые ("сухие") магмы не способны течь. Чаще всего они формируют купола.

Вся серия образований, связанная с извержением кислых магм, называется "игнибритовыми толщами". Природу игнибритовых образований, имеющих исключительно широкое развитие, стали изучать лишь в последние десятилетия.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ИГНИБРИТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ*

Представления о происхождении игнибритовых образований складывались из разрозненных наблюдений в течение длительного времени. Они давно привлекают к себе внимание ученых. И если для пород андезитового и базальтового составов разделение пирокластов и пород лавового происхождения не вызывает трудностей, то при исследовании кислого вулканизма оно является серьезной проблемой.

Первыми в этом направлении были работы Иддингса (см. Заварницкий, 1947; Влодавец, 1961, 1964; Бойд, 1963) о районе Меллоустонского парка. Он развивал представление о сваривании пирокластики и ввел термин "сваренная пемза".

Предметом дискуссий был также генезис пород, известный в Италии под названием "пиперно". Они содержат большое количество линзовидных обломков черного стекла, так называемых фьямме. Замбони подтвердил их туфовую природу и отложение в горячем состоянии.

Для понимания способа образования игнибритовых отложений большое значение имели данные об извержении вулкана Мон-Пеле на о-ве Мартиника в 1902 г. и вулкана Суффриер на о-ве Сент-Винсент. Был выделен механизм переноса пирокластического материала — переливающиеся раскаленные тучи. Значительно пополнились эти сведения после посещения Долины Десяти Тысяч Дымов в 1915 и 1962 гг. В 1918 г. Григгс, а затем Феннер в 1923 г. описали особенности этих образований. Они отметили отсутствие слабости, горизонтальную поверхность отложений, небольшой размер обломков и значительное количество включений пемзы. Возникновение их связывалось с многочисленными трещинами в дне Долины, через которые вылился пирокластический поток.

Исходя из представления Феннера, Маршалл (1935) разработал

* Материал обработан автором совместно с Л.П. Тимошковой.

теорию образования игнимбритовых толщ. Он изучил риолитовое плато северной части Новой Зеландии, а также ввел термин "игнимбриты" для огромной толщи риолитовых спекшихся туфов, покрывающих часть Северного о-ва площадью 26 тыс. км². Маршалл сопоставил геологические наблюдения с результатами петрографических исследований. Он отметил в туфах явление сваривания, о котором писал Иддингс, и показал, что обломочная природа завуалирована последующим растреклованием.

Выдвинутое Маршаллом новое, во всех отношениях приемлемое, толкование генезиса кислых пород дало толчок к дальнейшему изучению проблемы. Началась проверка прежних представлений о происхождении риолитовых покровов Северной Америки, Японии и других стран. Тщательными геологическими и петрографическими исследованиями показано, что в большинстве случаев это — спекшиеся пирокластические отложения, переходящие по краям в рыхлые и хрупкие стекловатые пеплы.

Наиболее значительными являются поля кислых туфов района оз. Тоба на о-ве Суматра, описанные Ван-Беммеленом (1957, 1963) и Бестервельдом (см. Ван-Беммелен, 1957) как игнимбритовые образования. Они занимают большую площадь. Пласты пепловых потоков образовались в относительно короткое время, материал для этого выносился из участка, где теперь расположилась гигантская вулканотектоническая депрессия Тоба. Ван-Беммелен отмечает генетическую связь между формированием вулканотектонических депрессий и извержением громадных объемов спекшихся риолитовых туфов. Сопоставляя данные по игнимбритовым образованиям Индонезии и других районов мира, он сделал вывод о том, что игнимбритовый тип извержений нельзя сравнивать с извержениями типа катмайских "раскаленных туч". Ван-Беммелен считает, что это особый тип извержений, связанный с анатектической магмой, возникшей в определенной тектонической обстановке за счет переплавления пород коры. Для него характерны разные виды извержений в зависимости от вязкости и содержания газа в магме.

Спекшиеся туфы Йеллоустонского национального парка (США) описал Бойд (1963). Он считал, что вся толща туфов отлагалась в течение единого короткого периода извержений из многочисленных каналов, а также связывал формирование тектонической депрессии Йеллоустонского парка с извержениями спекшихся туфов.

Спекшиеся туфы и отложения пемзовых потоков установлены во многих районах Японии. Их относят к умеренно кислому дацитовому типу магм, и они тесно связаны с участками проседания.

Известны сводные теоретические работы по игнимбритовым образованиям Блодавца (1957, 1961), Панто (1962, 1964), Шириняна (1961), Смита (1963), Росса и Смита (1963), Ван-Беммелена (1963), Сперанской (1957).

Смит (1963) создал теорию пеплового потока – основной составляющей большинства игнимбритовых толщ. Он придает большое значение газовой фазе в переносе вулканического материала и отмечает, что отложения пепловых потоков характеризуются однородным составом – 70% их состоит из частиц с диаметром менее 4 мм.

Игнимбритовые образования внутрикарпатской области изучал венгерский исследователь Г.Панто (1962, 1963, 1965). Они широко развиты в Паннонской депрессии (Большая Венгерская впадина), Закарпатском внутреннем прогибе, Трансильванской впадине и др. Панто (1965) разделяет их на две группы: площадные покровы потоковых туфов и игниопумиты (туфолавы).

Их возникновение сопровождалось формированием вулкано-тектонических депрессий, выполненных впоследствии осадочными отложениями (Панто, 1963, 1964). Разнообразие фаций игнимбритовых пород отражает физические условия их генезиса.

В советскую литературу термин "игнимбрит" введен А.Н.Заварицким (1945-1947) при изучении туфовых пород Армении, которые он отнес к игнимбритовым образованиям. Термин "туфолава" предложен Г.В.Абихом в 1889 г. для такситовых вулканических пород Армении. Работы А.Н.Заварицкого послужили толчком для пересмотра и изучения кислых эффузивных толщ различных возрастов на территории СССР. Игнимбритовые образования и туфолавы были обнаружены на Кавказе (Милановский, Короновский, 1961, 1963, 1966; Милановский, 1964, 1968), Камчатке (Влодавец, 1953, 1958), в Средней Азии, на Дальнем Востоке (Фаворская, 1957; Устиев, 1961; Федоров, 1961; Сперанская, 1961, 1964, 1967), Урале (Черняковский, 1961), в Закарпатье (Данилович, 1963, 1966, 1968, 1969, 1970, 1972; Малеев, 1966; Титов, 1966).

Советские исследователи внесли большой вклад в решение проблемы образования игнимбритовых отложений, их генезиса; ими рассмотрены петрологические, генетические и тектонические аспекты. Показана связь во времени большинства проявлений игнимбритового вулканизма с завершающими орогенными этапами складчатых областей, указывается на огромные масштабы такого типа извержений и связь с крупными вулкано-тектоническими депрессиями.

Однако представления многих исследователей относительно термина "игнимбрит" противоречивы. Номенклатура сложная, недостаточно разработана и противоречива. Терминологическая и генетическая неразбериха обусловлены нечетким определением понятий, произвольным перенесением их на явления разных порядков.

По проблеме генезиса и единой терминологии игнимбритовых и туфолавовых образований были проведены специальные симпозиумы: в Москве (1961, 1971), Италии (1961), Японии (1962), Новой Зеландии (1965). Однако желаемых результатов не достигнуто.

Несколько уточнены были понятия после деления пород на пирокластическую группу и группу лавового происхождения. Граница меж-

ду ними приводится по состоянию дисперсионной среды: газовой для потоковых туфов и жидкой для туфолов. Она базируется на различии между условиями переноса и консолидации материала (Панто, 1963). С точки зрения коллоидной химии лавовая пена — это переходная система между суспензией, эмульсией и малоизученными аэрозолями. Ее нельзя отождествлять ни с однородной (гомодисперсной) лавой, ни с гетеродисперсными системами типа "туча", образующими потоковые туфы (Панто, 1963). Обилие летучих компонентов, чувствительность к давлению и изменению температуры плавления — общие черты всех кислых петрогенетических систем.

Довольно четкие критерии и общность взглядов на разделение игнимбритовых и туфолововых образований находим в работах В.И.Влодавца, (1961, 1964), К.Г.Шириняна (1961), Панто (1963^{1,2}, 1965), Милановского, Короновского (1966) и др. По их мнению, между туфами и лавами находятся две группы промежуточных пород: I — пирокластической природы — это игнимбритовые образования, или серия спекшихся потоковых туфов (продукты спекания и сваривания раскаленного пеплового материала, распространяющегося в виде своеобразных горячих газово-пирокластических потоков или лавин), и связанные с ними постепенными переходами в пространстве более рыхлые разновидности туфов и пены; II — эффузивной природы; это высокоподвижные пенистые, полосчатые лавы, нередко с включениями фьямме — туфоловы (такситовые образования), которые вместе составляют туфолово-игнимбритовую ассоциацию. Тип извержений, порождающий их, называется игнимбритовым.

Мы разделяем представления В.И.Влодавца (1964) о применении термина "игнимбритовый" только к извержениям особого типа, описанным в ряде работ (Заварицкий, 1947; Ширинян, 1961; Смит, 1963; Влодавец, 1964; Панто, 1962, 1963^{1,2}) как понятие генетическое, вулканическое, а не петрографическое. Образования, возникающие в результате игнимбритового извержения, представляют собой единое сложное геологическое тело, или серию, и занимают большую площадь.

ГЕНЕЗИС ИГНИМБРИТОВЫХ ПОРОД И ТУФОЛАВ

Тип вулканизма и механизм извержений

Имеются разные точки зрения на происхождение и способ образования игнимбритовых и туфолововых отложений. Стейнер (1963) писал об особом типе игнимбритовой магмы, в которой содержится 2–3% воды, обуславливающей спокойное извержение. При увеличении содержания воды магма становится более эксплозивной. Стейнер выдвигает идею ликвации.

Г.Панто (1963^{1,2}) считает, что при высокой стабильности и растворяющей способности кислых силикатных расплавов разделение системы на несколько жидких фаз (расплав или флюид) не может быть

объяснено ликвацией, поскольку летучие компоненты распределены неравномерно. Выравниванию мешает высокая вязкость магм.

Основоположником теории раскаленных пирокластических потоков является Маршалл. Ее дополнили и расширили многие исследователи игнимбритовых покровов (Заварицкий, 1947; Ван-Беммелен, 1957, 1963; Ширинян, 1961; Панто, 1962, 1963^{1,2}, 1965; Ритман, 1963, 1964; Смит, 1963, 1964; Борде, 1963; Влодавец, 1964).

Особенности такого извержения заключаются в том, что сильно нагретая раскаленная смесь в виде аэрозоля потоком выливается вместе с большим количеством газа, выносящим куски пемзы, кристаллов. После отложения размягченный материал спекается, сваривается, крупные включения под давлением сплющиваются в тонкие полосы (Заварицкий, 1947). Вещество представляет собой потокообразную, перемещающуюся по поверхности земли газово-пепловую массу (рис. 1). Движение вихревое (турбулентное), в результате которого обломочный и капельножидкий материалы текут в виде плотного и тяжелого потока обломков, взвешенных в газе (газово-песчаный поток). На рис. 1 уровень "х-х" имеет неглубокое залегание для вязких магм, образующих переливающиеся палящие тучи, и глубокое залегание для жидких магм.

Особый характер смеси пепла и газа при длительной эволюции газовой фазы исключает трение между отдельными частицами. Масса двигалась свободно, как жидкость. Отсутствие трения способствовало ее перемещению. Хрупкие осколки стекла различных форм не изменяли своих очертаний во время течения, поскольку были окружены тонкой пленкой газа и в основном изолированы друг от друга (Бойд, 1963).

В настоящее время установлено, что все типы сильных экопозидий (тип Пеле, Катмай и др.), в результате которых выбрасываются пыль и песок в виде различных раскаленных туч (рис. 2), переносимых по воздуху на значительные расстояния, не могут образовывать сваренных туфов. Кроме того, они по составу относятся к андезитовым и более основным образованиям, а игнимбритовые породы преимущественно кислого состава (липаритового и дацитового).

Ритман (1964) указывает, что легкие кислые магмы внутри коры обладают большой подъемной силой и могут разрывать породы и образовывать эруптивные трещины, по которым магма поднимается на поверхность. Из-за большей вязкости выделение газовой фазы в кислой магме затруднено и исключается любой вид дифференциации. Вкрапленники не могут погружаться, они повисают в вязком пенистом расплаве.

На роль газовой фазы при формировании игнимбритовых покровов указывал и Ван-Беммелен (1963). В верхней части канала, по его мнению, магма превращалась в смесь пемзы, частиц стекла, ф-нокрис-

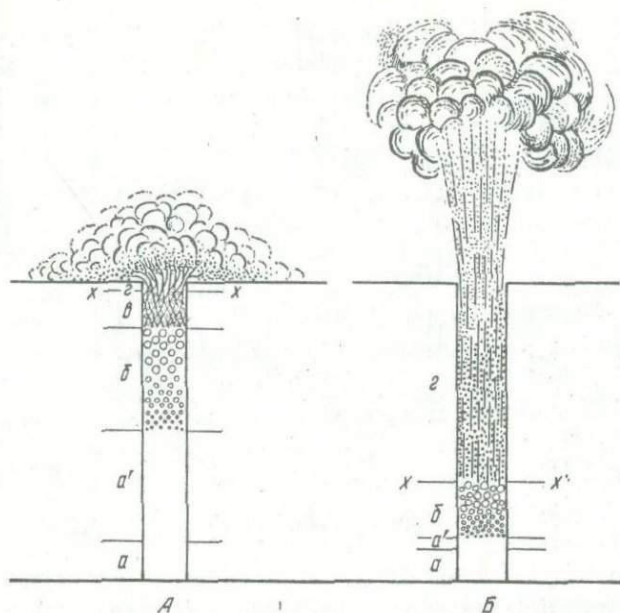


Рис.1. Механизм образования переливающихся паллящих туч (А) и пепловых извержений (Б), по Ритману (1963):
 "х - х" - взрывной уровень; а - гипомagma, ненасыщенная газами, газы молекулярно рассеяны, а' - гипомagma, насыщенная газами; б - пиромagma со свободными газовыми пузырьками; в - двухфазовая система (жидкость - газ); г - "паллящая туча", пепловая суспензия из вязких частиц (\pm кристаллы) в раскаленных газах.

таллов, окруженных со всех сторон горячим и сжатым газом. Турбулентная взвесь частиц в газовой фазе, кипя, переливалась через края трещин. На взрывную природу игнимбритовых образований обратил внимание Кук (1968). Описывая игнимбритовые отложения штата Невада, он отмечал, что образование пепловых частиц происходило еще в кратере вулкана, прежде чем magma достигала поверхности. Дробела раскаленный, быстро расширяющийся очень подвижный материал, насыщенный горячими газами, устремлялся по системе трещин, образуя пепловые потоки. Масса перемещалась турбулентно на десятки километров (до 50 км), оставляя при этом удивительно постоянные по мощности отложения (благодаря обилию газов и подвижности материала). Поведение движущегося материала определяется объемом, температурой, содержанием газов и рельефом местности. Нередко пирокластические потоки растекались по дну водоемов (донные потоки). Они описаны Р.С.Фишке (1963), Р.С.Фишке и Т.Матсуда (1964), Е. Мути (1965), С.Н.Ивановым (1966). Такой процесс происходил часто и в Закарпатском прогибе.

Доказательства перемещения пирокластических потоков путем течения таковы: 1) широкое распространение отложений (располагаются











Лавы	Конструктивные			Деструктивные
Очень жидкие	Тип Гобайи 	Тип Страмбали 		Тип Перрета 
	Непрерывная активность лавовые языки с лавовыми фонтанами	Ритмическая активность шлаки и бомбы		
Жидкие		Тип Вулкано 	Тип Вулкано 	Воздушный Кракратои 79, 1906 1863 
		Слабый Вертикальные эксплазивные тучи	Сильный Вертикальные эксплазивные тучи	С переменяющейся газовой фазой
Вязкие	Тип Мерапи Мерапи, 1820, 1930 Мон-Пеле, 1802-1803 	Тип Сан-Винсен Суфриер, 1802 Келуд, 1919 	Мон-Пеле, 1802-1803 Мерапи (1802) 	Тип Пеле 
	Палаящие лавины с палаящими тучами	Вертикальные извержения с палаящими тучами	Стреляющие палаящие тучи	
Газовое давление	→ Низкое	→ Среднее	→ Высокое	→ Очень высокое
Магматический очаг	→ Очень неглубокий	→ Средний	→ Глубокий	→ Очень глубокий

Рис.2. Типы вулканических извержений по Эшеру (Лучицкий, 1971).

в долинах или других понижениях, выравнивая рельеф); 2) почти ровная верхняя поверхность потока по сравнению с перекрытой расчлененной местностью; 3) отсутствие сортировки, что позволяет предполагать осаждение массой, а не выпадение из воздуха; 4) признаки течения в некоторых отложениях; 5) сохранение тепла в течение длительного времени, проявляющееся в фумарольной активности, спекании и раскристаллизации, что, очевидно, невозможно в отложениях воздушных выбросов. Объем пирокластических потоков превосходит объем отложенных раскаленных туч и лавин; он зачастую достигает сотен и тысяч кубических километров, поэтому можно считать, что подобные извержения кончаются только после излияния большей части магмы в очаге-резервуаре.

Характерной особенностью игнимбритовых выбросов является то, что извержения такого типа часты и кратковременны. Разница между извержениями вулкана Мон-Поле или Безмяянного и извержениями, образующими потоки спекшихся туфов, в том, что вся масса раскаленной тучи, в первом случае, образовалась в результате одного короткого разрыва; игнимбритовые же выбросы происходили при большом количестве кратковременных извержений на определенной площади по системе трещин, до выравнивания давлений и выноса магм, насыщенных летучими. Во время катмайского извержения в течение 60 ч было вынесено 28 км³ почти полностью ювенильного материала, образовавшего спекшиеся туфы в Долине Десяти Тысяч Дымов. Расчеты термодинамических условий при отложении йеллоустонских игнимбритов показали, что время их извержения исчислялось часами, может быть днями. При длительности процесса потеря тепла в потоках была бы большей и сваривание могло не произойти (Бойд, 1963). Извержения следовали одно

за другим; каждый новый слой покрывал предыдущий. Все это вместе взятое можно рассматривать как отдельные фазы одного крупного извержения (серия потоков, формирующих покров). Продукты нового выброса отлагаются еще до того как нижний горизонт полностью застывает. В результате накапливаются мощные толщи, которые застывают как единое целое. Это создает ложное представление о значительной мощности одного акта (пульса) извержений и затрудняет выделение единичного потока, являющегося продуктом одного взрыва.

Для гор Токай (Панто, 1965) выделено 30-50 пульсов извержений. Границы между ними не всегда четкие и определить фазы вулканизма можно только по туфовым горизонтам осадочных отложений за пределами гор.

Наложение пирокластических потоков способствует более длительному сохранению высокой температуры, обуславливающей вместе с давлением нагрузки при наличии летучих спекание материала в отдельных частях потока или покрова. Способность сохранять тепло доказывается измерениями температуры некоторых исторических отложений, а также существованием спекшихся туфов.

Процесс остывания играет большую роль в образовании игниобризовых толщ, обуславливая особенности их текстурного и структурного рисунка. Спекание начинается со сцепления стекловатых черепичных обломков и продолжается с уменьшением пористости включений пемзы, ее деформацией до полного сваривания и превращения в плотное гомогенизированное черное стекло (Смит, 1963). Если до сваривания длина обломков пемзы в три раза превышала ширину, то после него она становилась в 20-60 раз больше относительно наименьшего сечения, что указывает на сдавливание. Мощность первоначального потока уменьшается при затвердевании почти наполовину, когда его пористое пространство занимало 60% или более. Степень спекания в пирокластическом потоке зависит от температуры, количества и состава летучих, скорости охлаждения, давления нагрузки, химического состава пепла, скорости кристаллизации и от мощности его составляющих (Смит, 1963; Влодавец, 1961, 1964).

В последние годы проводились опыты по свариванию обломков вулканического стекла, которые помогают выяснить образование спекшихся туфов. Бойд (1963) для стекловатого туфа риолитового состава (Йеллоустонский парк) с добавлением к нему воды определил минимальную температуру спекания 590-620^o, при увеличении промежутка времени - 550-590^o; он сделал вывод о том, что в присутствии воды необходимо принять минимальную температуру спекания 600^oC.

Отложения, образовавшиеся при низкой температуре (например, потоки пемзы оз. Крейтер в Орегоне (США), в основном не сварены даже в отложениях большой мощности. Высокотемпературные сваренные туфы

юго-восточной части Айдахо плотно спеклись в очень тонких покровах; также хорошо спеклись маломощные потоки туфов Армении. На некоторых отложениях прослеживается изменение температуры в течение цикла извержений.

Каково же место игнимбритовых извержений в вулканических процессах и какова ритмичность последних? Ответить на эти вопросы помогли исследования Дж.Кеннеди (1957). Он отметил зависимость силы взрыва от содержания летучих, особенно воды в магме. Если бы вода в очаге распределялась равномерно, то вулканические извержения были бы катастрофичны и заканчивались почти полным опустошением камеры (очага). Но поскольку летучие концентрируются в верхней части магматического очага, "напор" магмы прекращается с удалением этих верхних частей, затем "сухая" магма поднимается на их место.

Ритмичность извержений обусловлена скоростью проникновения летучих в "сухую" магму, которое происходит благодаря диффузии и стремлению летучих в область меньшего давления. Парциальное давление воды в верхних частях будет возрастать, пока вновь не возобновится извержение. В районе Йеллоустонского парка такая последовательность ярко отображена в следующей ассоциации пород: 1) туфы и рыхлые пеплы слагают нижние горизонты и являются продуктами начальных сильных эксплозий (взрывов) верхних, насыщенных летучими частями магматического очага; 2) слои пепла перекрываются спекшимися туфами — пенными потоками с меньшим количеством летучих; 3) выше развиты обсидианы, лавы, лишенные летучих.

Для игнимбритового типа извержений характерно содержание воды в магме в количестве 2-3%. Ему нередко предшествуют более сильные эксплозии, что говорит о том, что первые порции магмы содержали большее количество летучих (максимальная растворимость воды в кислой магме 9%). Продукты сильных эксплозий образуют в основном удаленные, воздушно-осажденные, пепловые фации.

Предполагается, что при образовании туфолав происходило только частичное расплавление магматического расплава, остальная его часть выходила на поверхность в виде сильно вспученной пузристой лавы, которая вследствие большой пластичности и вязкости представляла одно целое (Шириян, 1961).

По своей природе туфолавы представляют нечто промежуточное между лавами и пирокластическими потоками. Обломочная часть в них имеет подчиненное значение. Обломки располагаются в виде взаимопараллельных включений и являются следствием расплющивания вязких включений пемзы в движущейся лавовой массе (фото I, см. вклейку). Они развиты чаще всего по краям экструзивных куполов липарита, дацита (например, район Заставного, Черного Ардова, Пеликана в Закарпатье).

В приповерхностной зоне в процессе неравномерной экспансии, происходящей при уменьшении давления, образуется неоднородная

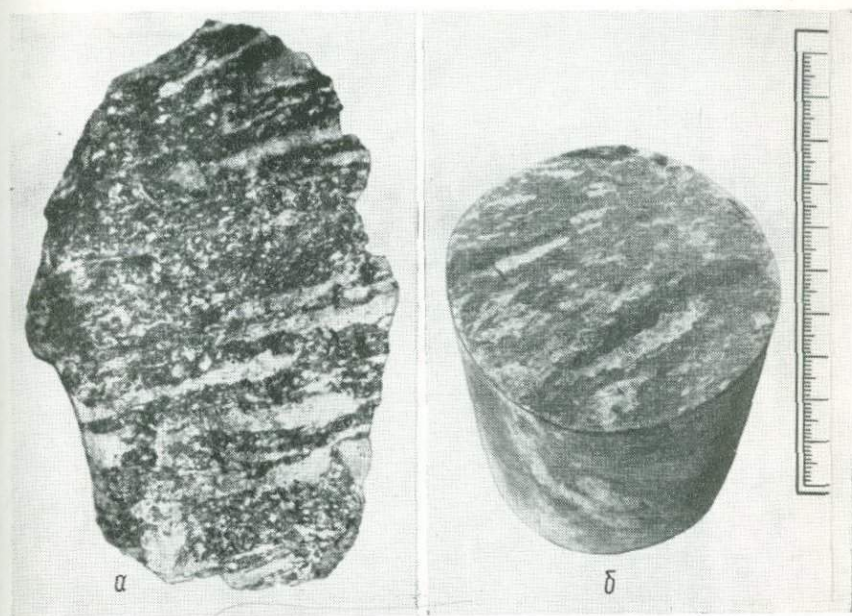


Фото 1. Туфолавы Армении (а) и района Берегова (б).

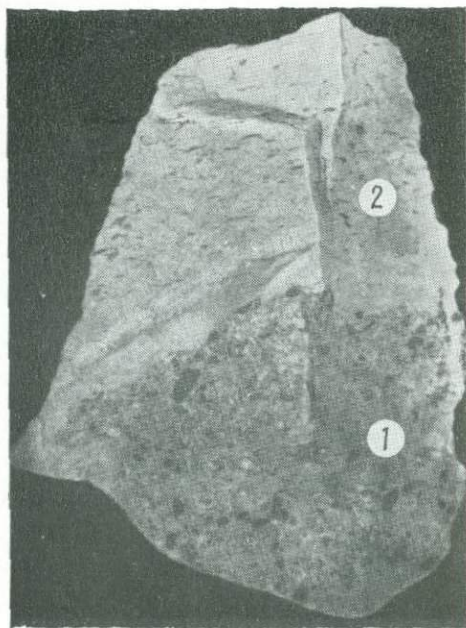


Фото 2. Соотношение терешульских конгломератов и новоселицких туфов в с. Нереснице: 1 — пепловый цемент в конгломерате, 2 — пепловый поточковый туф со структурой фьямме.

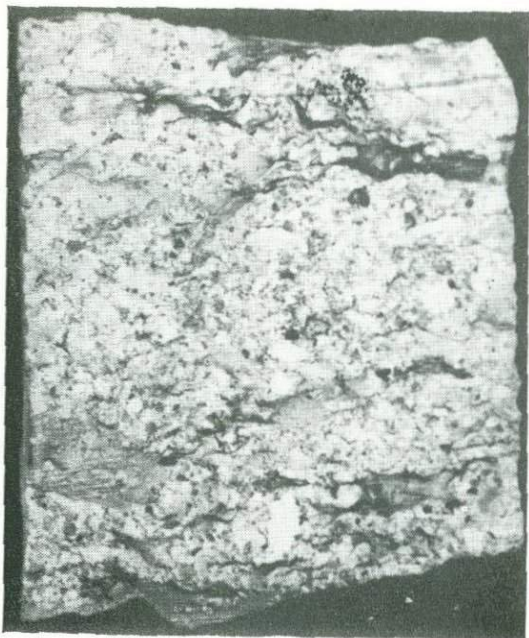


Фото 3. Новоселицкий туф со структурой фьямме, обогащенный кристаллами; включения пемзы (фьямме) деформированы (черные).

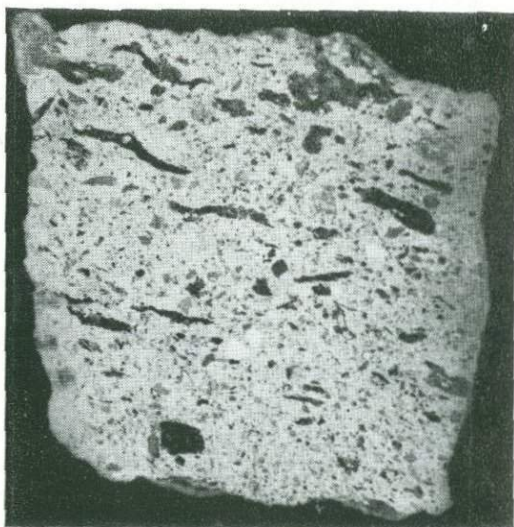


Фото 4. Сваренный пеплово-пемзовый туф. Черные линзы сплошной пемзы и пепловой связующей массы характеризуют текстуру, известную как ниперно (район Берегова, сармат).

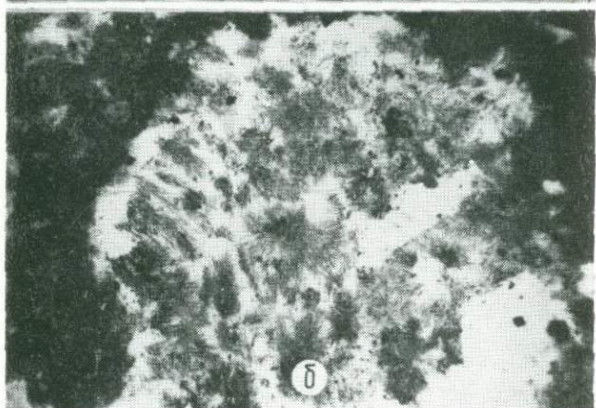
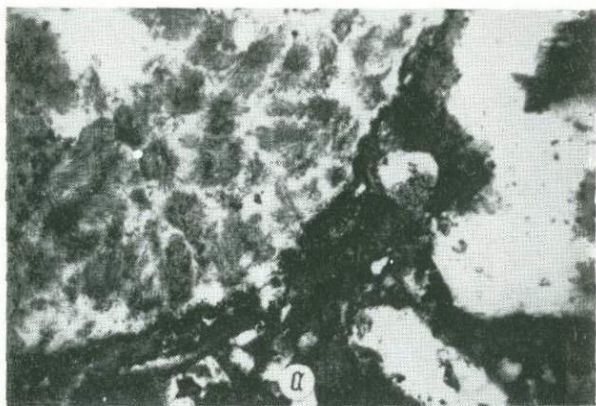


Фото 5. Сферолитовая раскристаллизация (морденит) в обломках лемзы в потоковом туфе (а, б). Район Бегани, сармат, $\times 45$.



Фото 6. Пеплово-лёмзовый потоковый туф со структурой фьямме (район Берегова, сармат).

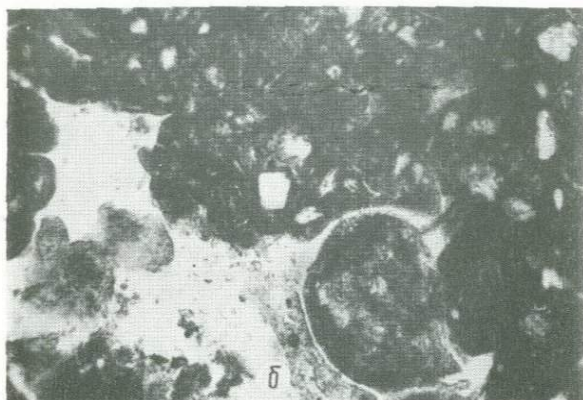
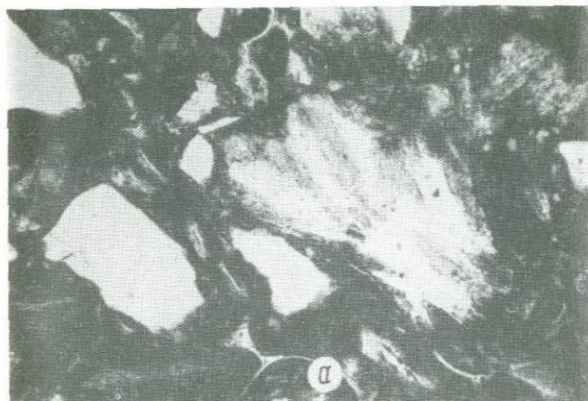


Фото 7. Обломочная структура в пепловом потоковом туфе (а) и выполнения порогового пространства (б, в). Сохраняются тонкие ответвления стенок пор пемзы (район Берегова — Бегаии, сармат, $\times 430$).

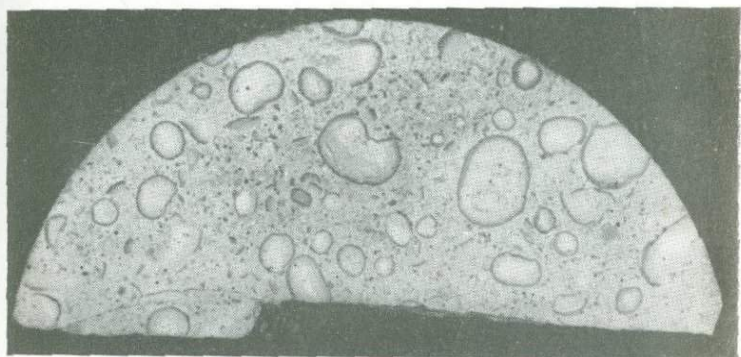


Фото 8. Пизолитовый туф (район Бегани, сармат).

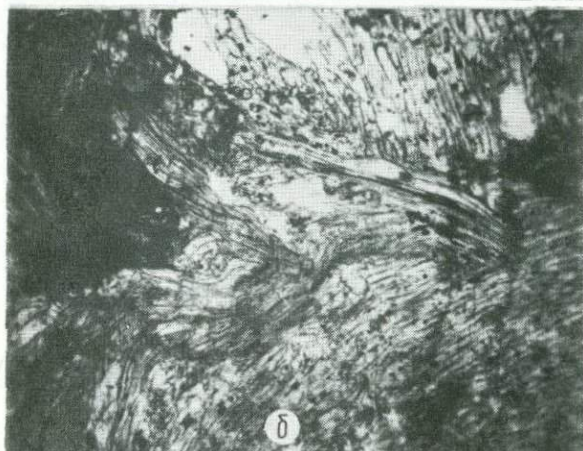
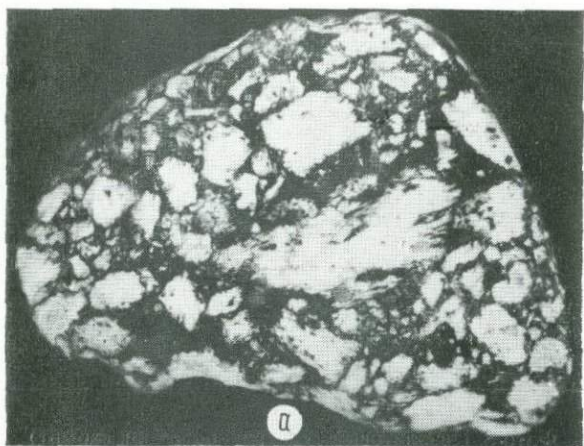


Фото 9. Пемзовый потоковый туф (а) и расположение обломков волокнистой пемзы (б) в пемзовом потоковом туфе, $\times 30$ (район Берегова, сармат).



Фото 10. Следы пластической деформации во включениях пемзы в пемзовом потоковом туфе (а) и пемзово-пепловом потоковом туфе (б). Район Берегова, сармат, $\times 45$.

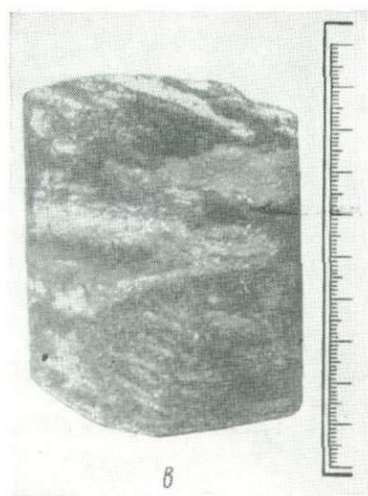
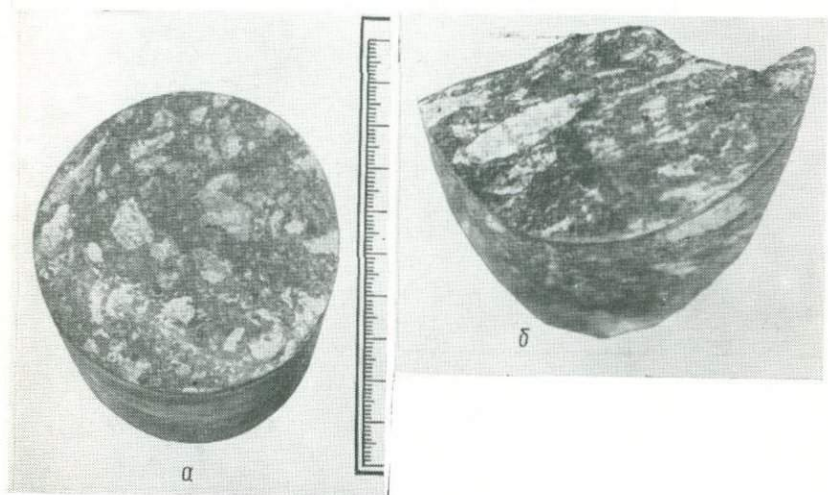


Фото 11. Туфолавы с эвтакситовой структурой (в трех взаимно перпендикулярных сечениях, район Бегани).

масса. Резко вздутые участки затвердевают быстрее, и хрупкий пузырьчатый стекловатый материал их раздробляется при перемещении вдоль смежных, менее вязких участков. Последние из-за того, что летучие в них задерживаются дольше, остаются подвижными и затвердевают в виде обсидиано-перлитового стекла. Таков механизм формирования структуры туфолов. Туфолавы содержат небольшое количество летучих - 1%, за ними следуют извержения "сухой" магмы, почти лишенной летучих, формирующей купола липаритов, дацитов.

Центры извержений

Природа подводных каналов долгое время не была изучена, поскольку нельзя было вести непосредственных наблюдений над извержениями. Подводящие каналы для извержений типа раскаленных туч подразделяются на вулканические купола и кратеры открытого типа.

Отложения спекшихся туфов небольших масштабов, вероятно, могут быть связаны с такими подводными каналами. Однако большая часть игнимбритовых образований встречается в виде покровов большой площади. По размерам занимаемой территории и гигантскому объему материала эти отложения несравнимы с извержениями одиночных куполов и кратеров.

Отложения игнимбритовых покровов представляют собой трещинные излияния или отложения почти одновременных извержений из многочисленных кратеров, располагающихся на пересечении трещин в вулканических комплексах.

Е.К.Устиев (1961) выделяет пять типов вулканической деятельности, вследствие которой образуются пирокластические образования, хорошо иллюстрирующие зависимость между объемом игнимбритовой залежи, типом вулканического извержения и геотектоническими условиями.

Вулканы первой группы (или первого типа) характеризуются извержениями пелейского типа с очень вязкой магмой, выдавливаемой из очага в виде периодически разрушаемого взрывами экотрузивного купола. Пепловый материал почти или совсем не спекался из-за малого объема извергаемой массы и быстрого ее охлаждения. К этому типу относятся вулканы Мон-Пеле (Мартиника), Суффриер (Сент-Винсент), Мерапи (Южная Ява), Ламингтон (Новая Гвинея).

Вулканы второй группы характеризуются кратерной формой извержения, значительно большими масштабами и продолжительностью. Среди их отложений наблюдаются и слабоспекшиеся туфы. Это вулканы Комагатаке, Нантан, Такахора, Асама (Япония), Безымянный (Камчатка), Долина Десяти Тысяч Дымов (Катмай, Аляска). Общий объем изверженного пирокластического материала может достигать 2-5 км³.



Вулканы третьей группы - Хаконе, Ата, Тода, Шикотсу (Япония), Кракатау (Индонезия), Кратерное Озеро (Орегон, США) - отличаются еще большими масштабами извержений кратерного типа, но с заметным количеством сопутствующих трещинных извержений. Характер распространения частично или полностью спекшихся отложений указывает на многочисленные источники эксплозий, продукты которых покрывали десятки и сотни квадратных километров и достигали объема в десятки кубических километров. Спустошение магматической камеры приводило почти во всех известных вулканах к образованию обширных кальдер оседания.

Во всех трех группах эксплозивная магма несомненно связана с дифференциацией в магматической камере. Предшествующие и последующие извержения характеризовались андезитовым или базальтовым составом магм. Например, в Кратерном Озере большая часть толщи состоит из пирокластических отложений кислого состава, перекрытых потоком основных шлаков базальтового и андезито-базальтового составов.

Вулканические извержения четвертой группы в геологическом и генетическом отношении являются промежуточным звеном между предыдущими группами отложений, приуроченных к определенному вулканическому центру, и последующей группой, имеющей гораздо более сложный характер. Они занимают уже тысячи квадратных километров при мощности и объеме до первых сотен метров и кубических километров. Это кальдерные отложения спекшихся туфов, которые связаны уже не с определенными вулканическими аппаратами, а с протяженными разрывами и крупными вулкано-тектоническими депрессиями. Это игнибритовые поля в районе вулканов Айра и Асо (Япония), районе Брисбейна, Квинсленд (Австралия), Пазумахское нагорье (Южная Суматра), в районе оз. Моно (Восточная Калифорния), а также Бишопские туфы в районе Снейк-Ривер (юго-восточная часть Айдахо и Южная Монтана, США).

В игнибритовых полях пятой группы не обнаружено четкой зависимости их от отдельных вулканических центров; местоположение выводящего канала остается неизвестным. Это объясняется многочисленными источниками эксплозий, связанных с вулканической деятельностью трещинного типа. Игнибритовые поля данной категории контролируются очень крупными зонами тектонических разрывов, вдоль которых вытягиваются не только толщи вулканических пород, но и значительное количество интрузий гранитоидного типа на глубине (рис. 3). Характерная черта крупнейших игнибритовых полей - отсутствие признаков, указывающих на прямую генетическую зависи-

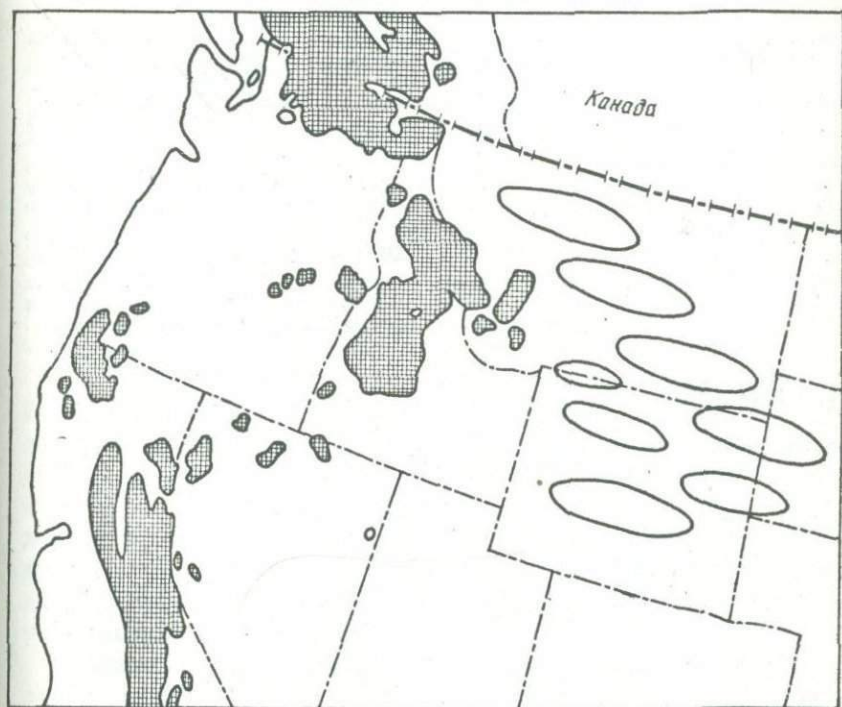


Рис. 3. Характер распространения пеплового материала от центров извержений (черные овалы) по Слохтеру и Ирли (Лучицкий, 1971).

мость основной магмы от дифференциации. Несомненно их источником является уже истинно кислая магма. Накопления спекшихся туфов занимают десятки тысяч квадратных километров при мощности во многие сотни метров и объеме в десятки тысяч кубических километров (табл. I). Сюда относятся классические примеры игнимбритовых полей района оз. Тоба (Северная Суматра) и оз. Таупо (северная часть Новой Зеландии), районы Йеллоустонского парка (США) и Охотско-Чукотского вулканического пояса, хребтов Эльхори, Сан-Хуан (США), внутрикарпатской вулканической области и др.

О связи извержений кислой магмы с глубинными разломами писал Ю. П. Масуренков (1961). Он наблюдал линейно расположенные вулканические аппараты, повторяющие направление разломов. Это мелкие трещины в количестве 6000-7000, расположенные вдоль предполагаемых разломов общей длиной до 100 км. Автор считает, что разломы, возможно, были близки к открытым, поскольку цепь аппаратов сливается в одну сплошную линию. Трещины погребаются под продуктами извержения.

Характеристика некоторых залежей
игнимбритовых образований (по Устиеву, 1961)

Район	Площадь, км ²	Мощность, м	Объем, км ³	Воз- раст
В у л к а н ы				
Мон-Пеле (Мартиника), Суфриер (Сент-Винсент), Мерапи (Южная Ява), Ламингтон (Новая Гви- нея)	Небольшая	Единицы	0,001-0,1	Современный
Комагатаке, Нантан, Такахара, Асама (Япо- ния)	Десятки	Десятки	0,2-2	Четвертич- ный, совре- менный
Безымянный (Камчат- ка)	55-60	20-50	1,8	То же
Долина Десяти Тысяч Дымов (Катмай, Аляска)	137	3-61	Более 4,7	" "
Хаконе, Ата, Товада, Шикотсу (Япония), Кракатау (Индонезия), Мазама-Кратерное Озе- ро (Орегон, США)	Десятки - сотни	Десятки - сотни	15-100	Четвертич- ный, совре- менный
И г н и м б р и т о в ы е п о л я				
Район Брисбейна, Квинсленд (Австра- лия)	Более 790	81-152	47-118	Триасовый
Пазумахское на- горье (Южная Суматра)	2500	50	120	Четвертич- ный
Район оз. Моно (Кали- форния), Бишопские туфы	1028-1165	122-152	146	То же
Район вулкана Айра (о. Кюсю, Япония)	3870	40	154,8	Верхнецелле- стоценовые
Район южной Армении	Около 10000	-	Более 100	Четвертичный
Район Снейк-Ривер (юго-восточная часть Айдахо и Монтана, США)	13000	6,1-15,2	80-200	Третичный
Район оз. Тоба (Север- ная Суматра)	25000	до 600	Около 2000	Четвертичный
Район оз. Таупо (Но- вая Зеландия)	25900	18,3-15265	Около 8340 2100- 4100	"
Район хр. Эльхори (за- падная Монтана, США)	7300-25900	-		Верхнемело- вой

Продолжение табл. I

Район	Площадь, км ²	Мощность, м	Объем, км ³	Возраст
Район Йеллоустонского парка и хребта Абсараки (Вайоминг, Айдахо, Монтана, США)	10360	140-285	16680	Третичный
Район центральной части Охотского вулканического пояса	Около 25000		18000	Верхнемиоловой
Район Большого бассейна (лжная Невада, юго-западная часть штата Юта, США)	Около 80000	Около 2000	Около 150000	Позднетретичный

Существование центров извержений трещинного типа отмечают Ван-Беммелен (1957, 1961), Ширинян (1961), Росс и Смит (1963), Милановский, Короновский (1963, 1966), Ритман (1963, 1964), Панто (1963, 1965), Филатова, Дворянкин (1974). Но прямых доказательств их существования почти нет, а преобладают косвенные. Так, в пределах распространения игнимбритовых образований не установлено вулканических конусов — центров извержений, с которыми можно было бы связывать их формирование. Характерно равнинное развитие игнимбритовых образований.

Доказательство существования трещин основано на наличии огромных структур обрушения, обычно связанных с отложением значительного количества пирокластического материала. Линейный характер таких структур наглядно показывает, что они контролируются сбросами и грабенами. Жерла, через которые выжимались купола "сухих" магм после формирования игнимбритовых толщ, расположены линейно. Строение толщ игнимбритовых покровов однородно, что исключено при центральном типе извержений, а также отмечается наличие даек, заполнивших трещины-каналы (Масуренков, 1961).

Максимальное расстояние перемещения пеплового потока от источника точно не установлено. Действительные перемещения отдельных потоков от предполагаемых источников извержений показаны на рис. 4. Пемзовые потоки, прослеженные по долине Роу-Ривер, перемещались на 35-40 миль. Т. Исинава и др. (1963) установили, что наиболее удаленные потоки находятся в 100 км от центра кальдеры Асо. Самое большое расстояние — 80 миль — установлено для туфовых потоков Тоба. Факторами, контролирующими перемещение, являются температура, выделение газа, уклон, топография и объем материала.

Данные о мощностях потоков разнообразны: некоторые имеют мощность от первых метров до 40-50 м, толщи — от первых десятков метров до тысяч.

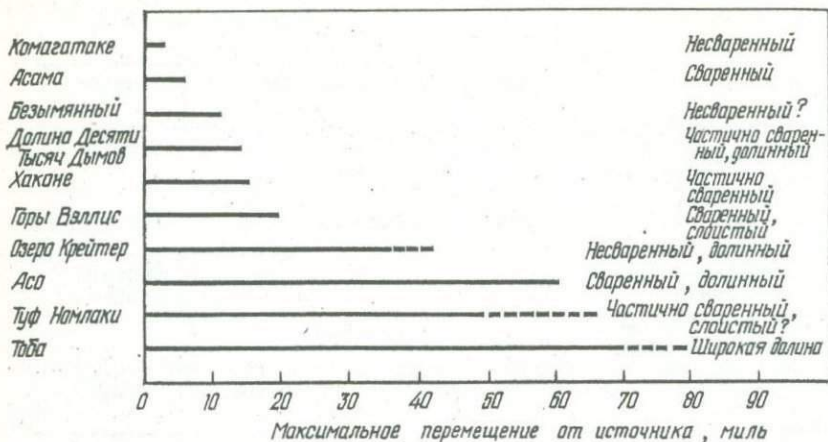


Рис.4. Установленные расстояния перемещения пепловых потоков от центра извержения (по Смит, 1963).

Связь игнимбритового вулканизма и кальдерообразования

Крупные извержения игнимбритовых толщ сопровождаются образованием отрицательных вулкано-тектонических структур типа кальдер или обширных депрессий и впадин (Ван-Беммелен, 1957; Влодавец, 1961; Устиев, 1961; Милановский, Короновский, 1963, 1966; Панто, 1964; Каретин, 1967).

Классические игнимбритовые поля на о.Суматре (оз.Тоба) и в Новой Зеландии (оз.Таупо) связаны с громадными зонами тектонических разрывов и грабенообразными структурами, контролирующими вулканические извержения трещинного типа.

В последние годы описаны вулкано-тектонические депрессии и кальдеры различных размеров в США, Центральной Европе (Италия, Норвегия, Швеция), на Кавказе, Урале, в Центральном Казахстане, на Охотско-Чукотском вулканическом поясе, в Японии, Африке, на Камчатке. В течение пароксизмального извержения из очага выбрасывается большое количество насыщенной летучими компонентами магмы. Ван-Беммелен (1957) отмечает, что удаление потока магмы, насыщенного летучими, идет быстрее, чем поступает новая порция в освобожденное пространство. Кровля оказывается лишенной опоры и обрушивается, образуя на поверхности кальдеру. Если очаги расположены близко к поверхности, то образуются депрессии, если глубоко, то обрушение кровли ведет к региональному опусканию.

Главным доказательством этого Ван-Беммелен считает равенство объемов продуктов извержений и отложений впадин. Например, впадина Тоба длиной 100 км и шириной 31 км, имеет глубину до 1000 м. Об-

шая площадь ее 2269 км², а объем извергнутого материала до 2000 км³, что сопоставимо с объемом осадков, выполнивших впадину. Поскольку удаление магматического материала происходит пульсационно, то блоки окружающих пород постепенно обрушиваются или проседают.

В.И.Влодавец (1964) считает, что извержение больших объемов магмы в виде пирокластических потоков обычно связано с оседанием площадей. При этом образуются разнообразные структуры от округлых кальдер диаметром не больше 25 км (вулкан Асо в Японии) до удлиненных вулкано-тектонических депрессий длиной более 100 км (депрессия Тоба). Размеры, форма и глубина проседания для всех структур очень изменчивы.

В подавляющем большинстве игнимбритовые образования приурочены к внутренним частям кальдер или располагаются по их периферии (например, область Паннонской депрессии).

ОСНОВНЫЕ РАЙОНЫ РАЗВИТИЯ ИГНИМБРИТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Вулканические поля, сложенные игнимбритовыми толщами, обнаружены во всех частях мира и имеют различный геологический возраст. Лучше всего изучены игнимбритовые отложения последних этапов геологической истории. В основном это породы кислого состава. Обычно они принадлежат липаритовому либо дацитовому семействам. И на каждом этапе формировались игнимбритовые образования, сопровождающие стадию островных дуг. Распознать их в древних отложениях довольно трудно, но детальное исследование, основанное на знании характерных особенностей, приводит к выявлению сваренных потоковых туфов среди многих пород, ранее определяемых иначе.

Сваренные потоковые туфы установлены в отложениях докембрийского возраста. Они сохраняют все признаки игнимбритовых образований (образования Марокко, район Антиатласа; центральной Швеции, район Даларны; Техаса, Канады). В палеозое (ордовике) отложения потоковых туфов установлены в Уэльсе и Озерном районе Англии, на Урале (в силуре), в раннем карбоне Корсики; к раннепалеозойскому возрасту отнесены сваренные туфы юго-восточной Джорджии и Флориды (США), Центральной Европы (ФРГ и ГДР). Раннепермские игнимбритовые образования Больцано (Северная Италия) мощностью до 1 км завершают варисцийский цикл орогенеза (Ван-Беммелен, 1963). Известны туфы триасового возраста в Австралии. Но резкое преобладание их отмечается в позднемиловом времени. Можно без преувеличения сказать, что в то время кислый вулканизм протекал в планетарном масштабе. Позднемиловый возраст имеет наиболее крупные поля игнимбритовых образований США, север-востока и востока СССР, альпийской области.

Не менее развиты они были в третичное и плейстоценовое время в островных дугах многих районов земного шара (в альпийском поясе Японии, Индонезии, на востоке СССР, западе США).

В результате региональных исследований увеличилось число находок туфолав и игнибритовых отложений в разных районах. В связи с этим выдвигаются все новые задачи по изучению особенностей указанных пород, генезису, приуроченности к определенным этапам в развитии таких структур планеты, как островные дуги. Решение их и понимание природы этих интереснейших образований значительно расширяет наши знания в области оценки роли особого типа вулканизма в массовом накоплении кислых вулканических пород на обширных площадях земной поверхности и формировании континентальной коры.

Формирование больших объемов вулканических образований кислого состава многие исследователи связывали с субсеквентным периодом магматизма Карпат (Чиофликке, 1967; Радулеску, Боркош, 1967; Данилович, 1969, 1970, и др.). В настоящее время их рассматривают как проявления вулканизма, сопровождающие становление Карпатской островной дуги в период сжатия (Вадас, 1964; Бокалетти и др., 1973; Данилович, 1974, 1975). Проявление вулканизма можно связывать с зоной Бенъофа. В этой зоне происходило выплавление кислых магм с погружающейся плиты океанической литосферы (Радулеску, Сандулеску, 1973; Бокалетти и др., 1973; Данилович, 1974, 1975).

Продукты кислого вулканизма занимают значительную площадь, имеют большую мощность и встречаются по всему разрезу верхнего мела, палеогена и неогена. Различные фации их установлены по многих структурных зонах Карпат и прилегающих территорий. Многочисленные находки вулканических образований кислого состава карпатского происхождения описаны разными исследователями. Кислые вулканические образования изучались автором с петрологической и геотектонической позиций и представлены в настоящей работе как характерные образования определенного этапа геотектонической эволюции Карпатской складчатой области.

КИСЛЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВОГО ВОЗРАСТА

К началу позднего мела (до сеномана) в Карпатах проявились движения австрийской фазы складчатости, вызванные сжатием. Общее воздымание в краевых частях океана Тетис отнесяет бассейны к внешней части, где осадконакопление (флиш) происходило в обособленных продольных прогибах. Ларамийская фаза складчатости завершила подъем и формирование островной дуги.

Палеогеографические условия седиментации верхнемелового флиша свидетельствуют о существовании островных поднятий как внутри флишевого бассейна, так и на его южной периферии в позднем мелу и палеогене (Косенжкевич, Визер, 1954; Косенжкевич, 1960; Даныш, 1967, 1969, 1973). Наличие островных поднятий и наземные проявления кислого вулканизма подтверждают существование островной дуги в этот период. Исходя из анализа эволюции современных островных

дуг, начальную стадию ее формирования можно связывать с появлением флиша, который в Карпатах отмечается на границе юры и мела (Вялов, 1950). Этот период совпадает со сменой условий растяжения в палеоокеане Тетис условиями сжатия на границе юры и мела в западной части с постепенным увеличением возраста отложений к востоку (Обуэн, 1973).

Описываемые явления связаны с закрытием океана Тетис, которое, как отмечает А.Г.Смит (1971), началось в западной части и постепенно смещалось к востоку. Ограниченность развития верхнемеловых осадочных пород во Внутренних Карпатах, их трансгрессивное залегание, характер фаций свидетельствуют о существенном уменьшении бассейна и неустойчивых тектонических условиях. Подъем территории вызвал наземные вулканические извержения, первые продукты которых почти полностью были уничтожены эрозией. Сохранились в основном удаленные воздушно-осажденные пепловые фации, осевшие в верхнемеловых бассейнах, которые фиксируют несколько вспышек вулканической деятельности в позднем меле. Фации, характеризующие положение центров извержения кислого вулканизма, не имеют повсеместного развития. К ним можно отнести позднемеловые туфолавы и игнимбритовые образования Венгрии, установленные бурением в районе гор Бюкк (Седецкий-Кардош и др., 1967), и магматические образования Румынии (см. рис. 6, 7).

С ларамийскими движениями связаны не только интенсивные проявления магматизма в Румынии (горы Апусени), но и формирование жил и даек гемеридных гранитов Словакии (посткинematические интрузии, по Каменицкому, 1967). Выходы гемеридных гранитов на поверхность (Гнилец, Бетляр, Злата Идка и др.) характеризуются малыми размерами, а на глубине (по геофизическим данным) они сливаются в крупное тело (Каменицкий, 1973). Отмечаются рвущие контакты и метаморфизующее воздействие на осадочные породы (грейзены). О приуроченности вулканических извержений кислой магмы к западной части Карпатской дуги свидетельствуют обломки кислых туфов и лав позднемелового возраста, найденные среди экзотического материала в палеоцене Субсилезской зоны района Баховиц (Ксенжеквич, Визер, 1954). По мнению названных авторов, осаждавшийся здесь материал представляет собой обвалы пород, не претерпевших транспортировки и выветривания.

Подобные условия существования островов, выступающих над уровнем моря и подвергавшихся абразии, они связывают с переходом от прогибания к подъему (островная дуга). Выведенные на поверхность верхнемеловые отложения, среди которых установлены кислые вулканические образования, размывались и обломочный материал попадал в палеоценовый бассейн. По экзотическому материалу района Баховиц восстано-

ны характер и состав геосинклинальной зоны, простиравшейся в виде цепи островов.

Хорошо сохранились верхнемеловые магматические образования гор Апусени. Они детально изучены Д.Джужке (1950) и Г.Чиофликке (1967, 1973), выделяющих здесь вулканоплутонический комплекс гор Влэдяса, субвулканические и плутонические тела гор Дроцея, Бихор, Джилэу и комплекс даек, развитый в горах Бихор и Траскэу. Далее к югу зона ларамийского магматизма продолжается в Гетском кристаллическом массиве, западной части Баната и в горах Семеник и Пояна-Рускэ.

Вулканоплутонический комплекс гор Влэдяса образовался вдоль разломов, по которым происходили опускание и формирование грабена на фоне общего поднятия гор Апусени. Территория этих гор в ларамийскую фазу складчатости превратилась в кратон (Чиофликке и др., 1973).

Широко представлены здесь кислые вулканические образования, в меньшей мере — андезиты. Экструзии дацитов установлены в северной части гор Влэдяса среди меловых осадков (прорывают верхний мел) и в западной, где они формируют мелкие тела дацитов. Кислые вулканические образования связаны с сенонским вулканизмом, который характеризуется как эксплозивной деятельностью, поставившей пирокластический материал в близлежащие и удаленные меловые бассейны осадконакопления, так и игнимбритовыми извержениями. Последние сформировали мощные покровы игнимбритовых образований на обширной площади массива Влэдяса (западная часть). Эти образования выделены в верхнемеловую риолитовую игнимбритовую формацию (Чиофликке и др., 1973). Для вулканизма характерны многократная пульсация и ритмичность извержений в позднем туроне, коньяке, сантоне, кампане, маастрихте и дане. Обширная полоса развития верхнемеловых кислых вулканических, а также сопровождающих их субвулканических и интрузивных образований характеризует зоны, где протекал вулканизм.

Структурная приуроченность извержений к субгерцинским и ларамийским разломам четкая. Вулканическая деятельность затухает постепенно. Отдельные фрагменты изверженных пород установлены в палеоцене и раннем эоцене. Отмеченные выше районы вулканизма могли поставлять в этот период тот объем пирокластического материала, который необходим был для формирования многочисленных прослоев туфов. Последние в настоящее время установлены среди верхнемеловых отложений Карпат, Предкарпатья и смежных территорий.

В последние годы находки туфов и примесь кислой пирокластики в отложениях верхнего мела встречаются все чаще. Данные о находках туфов кислого состава обобщены в табл. 2, где они расположены в порядке убывания возраста туфовых прослоев.

Прослойки пенловых туфов и примесь кислой пирокластики в отложе-

Характеристика кислых вулканических образований
в отложениях верхнего мела Карпат и сопредельных территорий

№ п/п	Местонахождение (скважина и интервал)	Форма тела и мощность	Возраст	Петрографическая характеристика	Минералогическая характеристика	Автор
1.	Район с.Горинчева (руч.Александровский)	Два линзовидных тела	Сеноман-турон	Туф голубовато-серого цвета, выветрелый	-	Ломизе, 1966; Ломизе, Маслакова, 1967
2.	с.Золотники (р.Стрыпа)	-	Поздний сеноман-ранний турон	Примесь кислой пирокластики в песчаных верхнего мела Вольно-Подольской плиты	Плагиоклаз № 38-42, кварц, идиоморфный циркон, акмит, ильменит, магнетит, псевдоморфозы карбоната по вулканическому стеклу	Коллекция С.В.Разумейко
3.	с.Коропец (Подольское Приднестровье)	Прослой, 0,3 м	Турон (платформенный мел)	Бентонитовая глина зеленоватого-желтого цвета, восковидная, мягкая на ощупь с включениями кислого вулканического стекла (SiO_2 72%)	Санидин ($n'_p = 1,528$, $n_p = 1,522, 2V - 25-30^\circ$, угол угасания 5-6°); кварц, роговая обманка ($n'_p = 1,734$; $N_p = 1,702, cNg - 15-18$); биотит ($n = 1,640$); циркон, вулканическое стекло ($n = 1,492-1,497$)	Гофштейн, Рипун, 1959
4.	с.Монастыриска (бассейн р.Коропца)	Прослой (6-10 см) и линзовидные включения до 3 м в раздувах	Туронские известняки. Фауна: питанеллы, призмы иоцерамов	Бентонитовая глина	Монтмориллонит ($n = 1,508-1,515$), циркон, апатит, кварц, плагиоклаз, гидрокислы железа	Данилович, Рипун, 1973
5.	Площадь Гринюка, скв.4, 14 (1425-1480 м)	-	Сеноман, турон, сантон	Известковый песчаник с примесью пирокластики до 10%	Плагиоклаз № 33-40, кварц, санидин, биотит, циркон	Те же
6.	Площадь Держов, скв.3 (1262-1360 м)	То же	Турон - сеноман	Примесь пирокластики 5-8%	Плагиоклаз № 36-46, кварц, биотит, циркон, монтмориллонит и карбонат по вулканическому стеклу	" "
7.	Площадь Вербиж, скв.1, 2, 5, 11	Прослой до 0,2 м	Сеноман, турон, сантон	Туфопесчаники (пирокластический материал составляет 40%), примесь пирокластики до 5-8% в песчаных и известковых породах	Плагиоклаз № 33-40, кварц, биотит, идиоморфный циркон, апатит, агирин, монтмориллонит и карбонат по вулканическому стеклу	" "
8.	Пл.Черновцы, скв.15, 17	-	Поздний мел (турон?)	Известковистые песчаники и известняки с примесью пирокластики до 5%	Плагиоклаз, кварц, биотит, циркон, ильменит, карбонат по вулканическому стеклу	" "
9.	Бассейн рр.Молдовы и Суха Маре	Прослой	Сеноман - турон (Скибовая зона, зона Аудия)	Туф лепловый кислого состава	-	Бенчила, Агеоргеизи, 1964
10.	Пл.Добряны, скв.1 (4023-1036 м)	-	Поздний мел (сенон)	Песчаники и алевролиты с примесью пирокластики до 5%	Кварц, плагиоклаз № 42, санидин, вулканическое стекло, карбонат по стеклу	Данилович, Рипун, 1973
11.	Пл.Подлубы, скв.111 (310-307 м), скв.121 (231-490 м), скв.125	-	То же	Опоковидные известняки и мергели с примесью пирокластики	Плагиоклаз, кварц, биотит, вулканическое стекло	Те же
12.	с.Тершов	Прослой	Сеноман - турон	Бентонитоподобные глины	Плагиоклаз, кварц, биотит, циркон, ильменит, монтмориллонит	" "

№ п/п	Местонахождение (скважина и интервал)	Форма тела и мощность	Возраст	Петрографическая характеристика	Минералогическая характеристика	Автор
13.	Пл.Сколе, скв. I (918,4-920,5 м)	Прослой до 1,3 см	Стрийская серия	Примесь пирокластических	Плагиоклаз, кварц, циркон, монтмориллонита до 50%	Данилович, Рипун, 1973
14.	Пл.Северные Медичи, скв.3 (1390-1394 м)	-	Поздний мел	Известняки и известковистые песчаники с примесью пирокластических до 3-5%	Плагиоклаз № 42, кварц, биотит	Те же
15.	с.Рыботыче (долина р.Вяра)	Два прослоя бентонита (3-4 см)	Турон (сколевская единица)	Бентонитовая глина	Очень мелкие обломки минералов, среди них циркон, апатит, плагиоклаз, кварц	Кожарский, Визер, Жгет, 1962
16.	Район Баховиц (около Вадовиц)	Экзотические образования в палеоцене Подсилезской зоны	Поздний турон - ранний сенон. (кампан - маастрихт)	Дациты, дацитовые туфы и туффиты	Плагиоклаз № 30-46, санидин, кварц, биотит, вулканическое стекло, амфибол, халцедон, альбит, кальцит	Ксенжкевич, 1954; Ксенжкевич, Визер, 1954; Визер, 1954
17.	Междуречье Валя Красна - Тельяжен	Прослой среди глоботрункановых мергелей	Турон - сенон (Флиш Восточных Карпат)	Туф кислого состава	-	Онческу, 1960
18.	с.Ясиня (р.Лопушанка)	Несколько прослоев 1,0-1,5 м	Сенон	Туф кристаллокастический (псаммитовый), кислого состава	Кварц, плагиоклаз № 35-47, амфибол, биотит, пироксен	Вульчян, Кульчицкий, 1958, 1959
19.	с.Бугай (р-н Кальварии)	Тонкие прослои	Кампан (Флишевые Карпаты)	Туф бентонитизированный	Биотит, монтмориллонит, спорадические осколки вулканического стекла кислого состава	Александрович, Парахоньяк, 1958
20.	с.Жегоцина (район Бохни)	Прослой	Кампан - маастрихт (Флишевые Карпаты)	Туф кислого состава	-	Те же
21.	с.Райброт	"	Кампан - маастрихт	" " "	-	Шимаковска, 1962; Кожарский, Визер, Жгет, 1962
22.	с.Рыбья	"	"	" " " "	-	Те же
23.	с.Писажовице	"	"	" " " "	-	Александрович, Парахоньяк, 1958; Кожарский, Визер, Жгет, 1962
24.	с.Лыдня (окрестности Влащовой)	Прослой 30 см	Нижняя часть позднего кампана	Туф бентонитизированный светлой окраски	Кварц, биотит, халцедон, апатит, циркон, вулканическое стекло (осколки пемзы)	Александрович, Парахоньяк, 1958
25.	с.Новины (окрестности Влащовой)	"	Поздний кампан - ранний маастрихт. Фауна: Globotruncana, Reuvella, szajnachae и др.	Туф бентонитизированный	Кварц, биотит, халцедон, апатит, циркон, вулканическое стекло кислого состава	Те же
26.	Район Бяла-Бельска	Прослой	Поздний кампан - ранний маастрихт. Фауна: губки скафиты спондилус, Inoceranus balticus Bohm. Микрофауна: Globotruncana, Globorotalia, Globigerina и др.	-	-	Ксенжкевич, 1954; Новак, 1956; Александрович, Парахоньяк, 1958

№ п/п	Местонахождение (скважина и интервал)	Форма тела и мощность	Возраст	Петрографическая характеристика	Минералогическая характеристика	Автор
27.	Скв. Жабрак (под Седльцами)	Прослой 0,75 м	Верхняя часть раннего маастрихта (пишущий мел Польской низменности). Иноцерамы. Микрофауна: Globotruncana, Globotartaria, Bolivinoidea, Anomalina complanata Reuss и др.	Туффит	-	Пожариски, Лендзен, 1960
28.	Скв. Жабье-13 (Покутская опорная)	Прослой 10 см	Датский (верхне-стрийская подсвита) Globotruncana и др.	Туф пепловый светлой окраски кислого состава	Вулканическое стекло ($n = 1,502$), магнетит	Ткаченко, Лисовенко, Филичук, 1967; Ткаченко, 1968
29.	с. Левоча (к северу от Тарнавы)	Несколько прослоев	Дан - па-леоцен (истебнянские слои)	Туффиты	Биотит, кварц, плагиоклаз, циркон	Биркенмайер, Визер, 1956; Александрович, Парахоньяк, 1958
30.	с. Яворки	Прослой 1,5-10 см	Турон - коньяк (пуховская свита Пенинской зоны)	Туфы дацитового состава, кристалло-кластические, псаммитовой структуры	Плагиоклаз № 40-50, ортоклаз, кварц, биотит ($n = 1,653$), циркон, апатит	Биркенмайер, Визер, 1956
31-35.	Массив Влэ-дэса	Мощные толщи различных фаций	Поздний мел (сенон - дан)	Дациты, риолиты и их туфы, игнимбрические образования, субвулканический интрузивный и дайковый комплексы	Кварц, плагиоклаз, биотит, амфибол, гематит, роговая обманка, магнетит	Джумке, 1950; Преда, 1957; Чиофлик, 1967; Чиофлик и др., 1973
36.	Район Бюк (в скважине)	Толща	Поздний мел	Туфолавы и игнимбрические образования	-	Садечки-Кардош и др., 1967; Садечки-Кардош, 1969
37.	Бассейн Бород	Прослой	Поздний мел	Туф кислого состава	-	Описаны Гивулеску (Чиофлик, 1967)
33.	Междуречье Ковасна - Эгана	"	Турон - сенон	" " "	-	Онческу, 1960
39.	Массив Пояна-Рускэ	"	Поздний мел (дан)	Риолиты, дациты и их туфы	Плагиоклаз, кварц, ортоклаз, биотит, циркон, магнетит	Онческу, 1960; Чиофлик, 1967
40.	Западная часть Хацегской впадины (Ажнье Карпаты)	-	Дан	Потоки лав и прослой туфов кислого состава	-	Онческу, 1960

ниях сеноман-турона позволяют говорить о первых извержениях в начале позднего мела. Значительное распространение этих туфов на территории Карпатского региона (в радиусе 400-500 км), исключительно малые размеры частиц пирокластического материала ($< 0,1$ мм) свидетельствуют о периодических эксплозиях большой силы. Среди них следует отметить туфовые прослои в районе с. Горинчева, туфопесчаник Вербича (скв.2), бентониты Коропца и Монастырски, примесь пирокластики среди песчано-алевритовых пород, мергелей и известняков ряда точек Вольно-Подольской плиты (район с.Золотников), Предкарпатья (Подлубы, Держев, Добряны, Гриньовка, Сев.Мединичи и Черновцы) и Скибовых Карпат (Сколе, Тершев).

На Вольно-Подольской плите, в бассейне левых притоков Днестра, обнаружены наиболее удаленные находки пеллового материала. В районе с.Золотников (р.Стрыпа) в известковистых песчаниках и известняках сеноман-турона наблюдается примесь пирокластики. Отмечаются осколки плагиоклаза № 38-42, кварца, циркона, акмита, ильменита, магнетита.

Район с.Монастырски (бассейн р.Коропца) характеризуется развитием бентонитовых глин среди туронских известняков в форме линзовидных тел размером $3 \times 1,5$ м и маломощных прерывистых прослоев. Происхождение бентонитов за счет вулканических пеллов подтверждается тем, что в обломочной части глин кроме вулканического стекла ($n = 1,508$) находятся обломки кристаллов плагиоклаза, кварца, а также циркона.

Находки пирокластического материала отмечаются в верхнемеловых отложениях Внешней зоны Предкарпатского прогиба от района Подлуб на северо-западе до Черновиц на юго-востоке (рис.5, табл.2). В районе с.Вербича установлено несколько прослоев, обогащенных пирокластикой, четыре из них в скв.2, которые соответственно находятся (снизу вверх) среди сеноман-туронских, туронских, сantonских и кампанских отложений (Данилович, Рипун, 1973).

Состав и характер пирокластики верхнемеловых отложений Предкарпатского прогиба (платформенные фации) аналогичны приднестровским. Обломки вулканического стекла с $n = 1,498-1,510$ соответствуют кислородному составу исходной магмы. Среди минералов преобладают плагиоклаз № 36-46, кварц, биотит, циркон, реже амфиболы и пироксен, магнетит и ильменит.

В верхнемеловых флишевых отложениях внешней части Карпат также отмечается примесь пирокластики в стрыйской свите (скв.Сколе-1) и головнинской серии (с.Тершев).Тонкий, нередко бентонитизированный пелловый материал выявлен в турон-сеноанских и датских отложениях равнинной части Польши, в датских отложениях Покутских Карпат, во флишевых отложениях внешней части Карпат на территории Польши

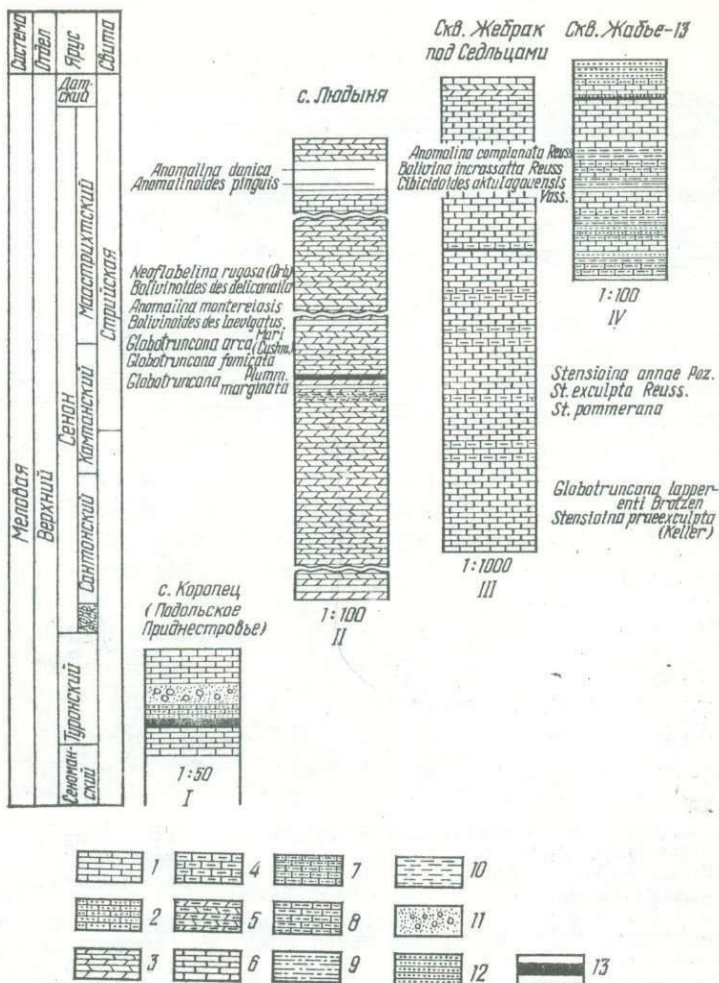


Рис.5. Геологическое положение кислых вулканических образований верхнего мела:
 I - известняки, 2 - песчаные известняки, 3 - опоки (кремнисто-известковые отложения), 4 - мергели, 5 - гезы (известково-кремнистые, песчаные отложения), 6 - пичий мел, 7 - известковистые алевриты, 8 - фукоидные мергели, 9 - известковистые аргиллиты, 10 - аргиллиты, 11 - гравелиты, 12 - песчаники, 13 - вулканические образования. Разрез: I - построен по данным Гофштейна и Рипуна (1959); II - взят из работы Александровича и Парахоньяка (1958); III - взят из работы Пожарского и Лендзьона (1960); IV - построен по данным Ткаченко (1968).

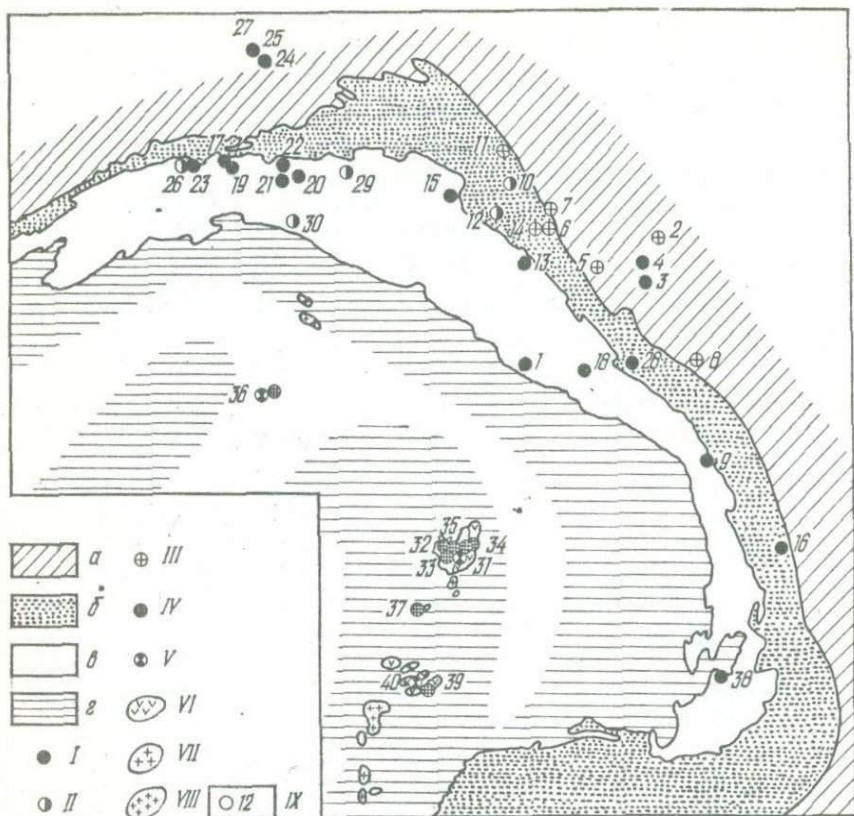


Рис.6. Схема расположения верхнемеловых вулканических образований кислого состава: а - участки платформы смежные с Карпатами, б - Предкарпатский прогиб, в - Внешние Флишевые Карпаты, г - Внутренние Карпаты.

Удаленные фации: I - пепловый туф, II - туфит (примеси осадочного материала менее 50%), III - примесь пирокластике. Фации, характеризующие положение центров извержений: IV - игнимбритовые образования, V - экструзивные купола липаритов, дацитов и туфолавы. Дарамийские магматические образования: VI - вулканоплутонический комплекс гор Апусени, VII - плутонические и субвулканические тела, VIII - гемеридные граниты, IX - главные местонахождения вулканических пород кислого состава. Нумерация точек на схеме соответствует табл.2.

и Румынии (табл.2, рис.5, 6,). Эти данные свидетельствуют о широком региональном развитии пирокластических образований кислого состава в верхнемеловых отложениях Карпатского региона и прилегающих территорий, которые фиксируют время отдельных вспышек вулканизма. Последние совпадают с ритмами извержений, отмеченными в пределах островной дуги.

КИСЛЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПАЛЕОГЕНОВОГО ВОЗРАСТА

В палеогене вулканическая деятельность происходила в пределах юго-восточной части Карпатской островной дуги. Наиболее интенсивно она проявлялась в палеоцене и раннем эоцене в районе гор Апусени и Баната, а в позднем эоцене и олигоцене на продолжении этой зоны в Болгарии, в Среднегорье. Описываемые районы вулканической деятельности могли поставлять пирокластический материал в удаленные бассейны осадконакопления.

На территории Венгрии туфы развиты ограниченно (табл. 3, рис. 7). Отдельные прослои туфов кислого состава приурочены к верхнеэоценовой толще гор Буда (туфы плагиолипаритов). Отмечается наличие кислых туфов среди средне- и верхнеолигоценых отложений гор Буда и северо-восточного Среднегорья Венгрии. Тонкие прослои риолитовых туфов залегают среди глинистых мергелей рупельского яруса. С ними ассоциируют разные породы с примесью кислой пирокластике, часто биотита, указывающей на большую удаленность от вулканов (Вадас, 1964).

В осадочной оболочке выступов фундамента в районе Ноград - Боршод выявлены кислые туфы с биотитом и прослои бентонитов в хаттском ярусе. На северо-востоке Венгрии, в районе Иштенмезейе, также известны кислые туфы с биотитом и прослои бентонитов промышленного значения аналогичного возраста. Во впадинах палеогеновые отложения распространены мало. Среди них прослои риолитовых туфов мощностью 1-2 см до 2 м отмечаются в глинистых мергелях рупельского яруса. Они часто выклиниваются, сложены тонким, реже грубообломочным материалом; зачастую изменены подводным выветриванием, вплоть до образования бентонитов с раковистым изломом. С ними ассоциируют мощные прослои марганца (карбонаты, меньше окислы).

В районе Будьи отмечаются прослои тонких и грубообломочных пемзовидных агломератовых туфов, залегающих в отложениях верхнерупельского подъяруса внутренних областей Большой Венгерской низменности.

С позднеолигоценовой вулканической деятельностью связано повышенное содержание биотита в биотитовых песчаниках континентальных отложений позднего олигоцена Задунайского Среднегорья.

Такие сведения имеются о кислых вулканических образованиях палеогена в пределах внутрикарпатской области.

Особо следует остановиться на экзотических вулканических образованиях в районе Баховицкого леса. По находкам обильной фауны в известняках, контактирующих с туфами, их возраст определен как поздний турон - сенон (Ксенжкевич, 1954; Ксенжкевич, Визер, 1954₂; Визер, 1954, 1953). Наличие фауны в туфах свидетельствует о том,

Характеристика кислых вулканических образований
в отложениях палеогена Карпат и сопредельных территорий

№ п/п	Местонахождение	Возраст	Мощность и форма залегания	Петрографическая характеристика	Минералогическая характеристика	Автор
1.	Горы Буда, скв. Бяк-коек	Поздний эоцен	Прослой	Туфы плагиолипаритовые	-	Вадас, 1964
2.	" "	Средний олигоцен (рипель)	Тонкий прослой	Туфы риолитовые	-	Тот же
3.	Район Эгера	То же	Прослой от 1-2 см до 2 м	" "	-	" "
4.	Район Иштенмезейе	Поздний олигоцен (хатт)	Прослой	Туфы риолитовые с биотитом, прослой бентонитов промышленного значения	-	" "
5.	Район Ноград-Боршод	Поздний олигоцен	"	Туфы риолитовые с биотитом, местами бентонитизированы	-	" "
6.	Район Будьы	" "	"	Туфы пемзовидные, агломератовые и грубообломочные кислого состава	-	" "
7.	р. Белый Дунаец	Поздний эоцен (подгальский флиш, нижнеохловские слои)	5-10 прослоев от 1 до 30 см	Туфы и туффиты бентонитизированные	Кварц, плагиоклаз, биотит, гидрослюда, апатит, циркон, гематит, пирит, ильменит	Михалик, Визер, 1959; Галички, 1961; Визер, 1963; Сикора, 1965
8.	Район с. Данилова (опорная скважина)	Поздний эоцен (пестроцветный флиш, байловская свита)	Прослой 1,5-2 см	Туфы и туффиты кристаллолитро-кластической структуры, изменены	Обломки кристаллов: кварца, плагиоклаза, биотита, рудный	Гуревич, 1956; Вульчин, Кульчицкий, 1959
9.	Скв. Залуж-20	То же	"	То же	-	Вульчин, Кульчицкий, 1959
10.	с. Копашнево (в 6 км к ЮЗ от с. Драгова)	Поздний эоцен (пестроцветный флиш)	"	Туфы липаритовые	-	-
11.	с. Поляны, южнее Грибсва	Нижняя часть среднего эоцена (Магурская ризонта зона)	Прослой 0,7-15 см, общая мощность горизонты 2,4 м	Туфы бентонитизированные	Монтмориллонит, замещает вулканическое стекло, биотит, гематит, апатит, циркон	Сикора, 1965, 1967
12.	с. Жарнувка	Поздний эоцен (Магурская зона)	"	Бентониты	-	Сикора, 1967
13.	с. Рихвальдов	Поздний эоцен (мальцевские слои Магурской зоны)	Прослой 1 м	Туффиты	-	Лешко, Самуэль, 1968
14.	с. Милувка (ручей Пыниока)	Поздний эоцен (подмагурские слои)	Два прослоя 3-3,5 см	Туфы кислого состава	Плагиоклаз, кварц, биотит, циркон, апатит рудный	Визер, 1959
15.	с. Яворник	Поздний эоцен (Дуклянская зона)	Прослой 1-4 см	Туффиты	-	Кошарский, Визер, 1960
16.	с. Должица	Поздний эоцен - олигоцен (Дуклянская зона)	-	"	-	Кошарский, Визер, Жетко, 1960

№ п/п	Местонахождение	Возраст	Мощность и форма залегания	Петрографическая характеристика	Минералогическая характеристика	Автор
17.	Береги Гурны	Поздний эоцен - олигоцен (Преддуклянская зона)	Четыре прослоя I-4 см	Туффиты	Плагиоклаз, кварц, биотит, апатит, циркон, гранат	Кошарский, Визер, Житко, 1960
18.	с.Чертизне	Олигоцен (нижняя часть менилитовых слоев южной полосы Дуклянской зоны)	Прослой 3-5 см	Туфы и туффиты бентонитизированные	-	Лешко и др., 1959
19.	Кальна Розтока	То же	"	То же	-	Те же
20.	с.Убля	" "	"	" "	-	" "
21.	с.Великий Березный	Олигоцен (нижняя часть менилитовых слоев)	Прослой	Туфы и туффиты	-	Даныш, 1969
22.	с.Льта	То же	"	" "	-	Тот же
23.	с.Рыбье	Палеоцен (Подсилезская зона)	-	Туфы кислого состава	-	Кошарский, Визер, 1960
24.	с.Ковалева	Ранний палеоцен (Силезская зона)	-	" "	-	Те же
25.	с.Свошова	Палеоцен (Силезская зона)	-	" "	-	" "
26.	с.Горлица	Ранний эоцен (Силезская зона)	50 прослоев 3 мм до 4 см	Туфы бентонитизированные	Монтмориллонит, единичные зерна плагиоклаза	" "
27.	Район Баховиц	Ранний эоцен (Подсилезская зона)	Прослой	Туфы кислого состава (липарито-дацитовые)	-	" "
28.	с.Бурки, около Кросно	Средний эоцен (нижний лютет-Силезская зона)	Прослой	Туффит	-	Кошарский, Визер, 1960
29.	с.Бжезов	Поздний эоцен (Силезская зона)	"	"	-	Те же
30.	с.Подлувка Тухова	То же	"	Туфы кислого состава	-	" "
31.	с.Колкувка	" "	"	" "	-	" "
32.	с.Гансеры	" "	Прослой до 5 см, общая мощность 0,8 м	Туфы и туффиты измененные, ожелезненные	Монтмориллонит замещает вулканическое кислое стекло, кварц, биотит, санидин, пирит	" "
33.	с.Кобыле	Поздний эоцен (Подсилезская зона)	Прослой до 1,5 м	Бентонит, фулерова земля	-	Сикора, 1967
34.	с.Лизнув	Поздний эоцен (Силезская зона)	Прослой	Бентонит	-	Кошарский, Визер, 1960
35.	с.Корчина	Поздний эоцен (Силезская зона)	"	Туфы бентонитизированные	-	Сикора, 1967
36.	с.Кросно	То же	"	То же	-	Те же
37.	с.Комборня	" "	"	" "	-	" "
38.	с.Медзибродзе	Поздний эоцен (Подсилезская зона)	"	" "	-	" "
39.	с.Загож (около Санова)	Олигоцен (нижняя часть раннего олигоцена, Силезская зона)	Прослой 40 см	Бентониты	Монтмориллонит замещает обломки стекла и вулканическую пыль, плагиоклаза, кварц, циркон, апатит, рудный	Гучва Кошарский, 1959; 1960; Кошарский, Визер, Житко, 1960; Кошарский, Визер, 1960

№ п/п	Местонахождение	Возраст	Мощность и форма залегания	Петрографическая характеристика	Минералогическая характеристика	Автор
40.	с.Гурки	Поздний эоцен (Силезская зона)	Прослой 40 см	Туфы и туффиты	-	Те же
41.	с.Монастырец	Поздний эоцен (Подсилезская зона)	"	"	-	Те же
42.	с.Руденка	Поздний эоцен	Прослой	"	-	Гучва, Кошарский, 1959;
43.	с.Небылец	Олигоцен (Скольская зона, по данным польских геологов)	"	"	-	Сикора, Визер, Жгет, Житко, 1959; Сикора, 1967
44.	с.Барыч	То же	"	"	-	Те же
45.	с.Пшесытница	"	Два прослоя: 10-15 см и 20-30 см	Туфы бентонитизированные	Плагиоклаз, санидин, кварц, гематит, гранат	"
46.	с.Издебки	"	Прослой	Туфы и туффиты	-	Сикора, 1967
47.	с.Лубно	Олигоцен (верхнекресненские слои)	"	Туфы бентонитизированные	Монтмориллонит	А. и Ю. Токарские, 1954; Сикора, Визер, Жгет, Житко, 1959
48.	с.Ясло	Олигоцен (Скольская зона, по данным польских геологов)	"	Туфы и туффиты	-	Сикора, 1967
49.	с.Видрна	Олигоцен (граница средне- и верхнекресненских слоев)	Прослой	Туф с кристалловит-рокладической структурой кислого состава, лепловый	Биотит, плагиоклаз, кварц, гематит, циркон, апатит, ильменит	А. и Ю. Токарские, 1954; Сикора, Визер, Жгет, Житко, 1959
50.	с.Дыдня	Олигоцен (Скольская зона)	Три горизонта (прослой тонкие)	Туф жилавый	Кварц, плагиоклаз № 31-53, биотит, циркон, ильменит	Кошарский, Визер, Житко, 1960; Сикора, Визер, Жгет, Житко, 1959; Визер, 1963
51.	с.Кржеве	Олигоцен (граница средне- и верхнекресненских слоев)	Прослой 0,5-6 см	Туфы кислого состава	То же	Те же
52.	с.Херув	Олигоцен	Прослой тонкие	"	"	"
53.	с.Бжуска	"	"	"	"	Сикора, 1967
54.	с.Кузьминя	Олигоцен (граница средне- и верхнекресненских слоев)	"	"	"	Сикора, Визер, Жгет, Житко, 1959
55.	с.Тырнава Волоска	То же	"	"	"	Те же
56.	с.Нагурчаны	Олигоцен	"	"	"	"
57.	с.Пикулице	"	"	"	"	"
58.	с.Романова Воля	Олигоцен (граница средне- и верхнекресненских слоев)	"	"	"	"
59.	с.Бжеги Дольни	То же	"	"	"	-
60.	с.Людья	"	"	"	"	"
61.	с.Стрелки (верховье р.Днестр)	Ранний олигоцен (нижнеменильтовская подсвита Скибовой зоны)	Прослой	Туфы и туффиты кислого состава	-	Максимов, Марковский, Рейфман, Совчик, 1963

№ п/п	Местонахождение	Возраст	Мощность и форма залегания	Петрографическая характеристика	Минералогическая характеристика	Автор
62.	с.Делятин (р.Прут)	Олигоцен (верх-неменилитовая подсвита)	Несколько прослоев до 10 см	Туфы и туффиты кислого состава	-	Максимов, Марковский, Рейфман, Совчик 1963
63.	с.Жабье	Олигоцен (переходные слои, Скибовая зона)	Прослои 3-5 см	Туф плагиолипаритовый, пепловый	Плагиоклаз, кварц, биотит, циркон	Вульчин, Кульчицкий, 1959
64.	с.Сергии (руч. Рипень)	Олигоцен (нижняя часть верхнекарпатских слоев)	Прослои 1-1,5 и 0,6-0,7 м	Туф липаритовый, пепловый	Кварц, плагиоклаз, биотит, рудный минерал	Досин, 1964
65.	Ручей Винецишу	Олигоцен (слои Винецишу, Скибовая зона)	Прослои	Туф кислого состава	-	<i>Onicescu, 1960</i>
66.	Долина Тельяжен	Поздний олигоцен (слои Подул-Морий, Скибовая зона)	Прослои до 1 м	Туф липаритовый	Биотит, кварц, плагиоклаз	" "
67.	Скр.Оров-10	Олигоцен - чечвинский туф (Внутренняя зона Предкарпатского прогиба)	Прослои, общая мощность горизонта 30 м	" "	-	Улизо, 1970
68.	Площадь Уличное	Олигоцен	Прослои	Туф кислого состава, пепловый	Плагиоклаз № 35-40, кварц, биотит, циркон, ильменит, апатит	Максимов и др., 1963
69.	Площадь Болехов	Олигоцен (чечвинский туф)	"	То же	-	Вялов, 1958
70.	Пл.Сев.Долина, скв.ЭЗ, 118	Олигоцен (нижняя часть верхнеменилитовой подсвиты)	"	" "	-	Улизо, 1970
71.	Пл.Долина, скв. 28, 522	Олигоцен (нижняя часть верхнеменилитовой подсвиты)	Прослои различной мощности. Горизонт общей мощностью 10-70 м	Туф кислого состава, пепловый	Плагиоклаз № 35-40, кварц, биотит, циркон, ильменит, апатит	Улизо, 1970
72.	Пл.Струтынь	Олигоцен (чечвинский туф)	То же	То же	То же	Тот же
73.	Пл.Небылов	То же	" "	" "	" "	Лацженский, 1938; Вялов, 1958; Шагин, Глушко, 1958; Максимов и др., 1963
74.	с.Майдан (р.Луква)	Эоцен (быстрицкая свита, Внутренняя зона Предкарпатского прогиба)	Прослои	" "	" "	Те же
75.	Пл.Рассольная	Олигоцен	"	" "	" "	" "
76.	Район Надворной	Олигоцен	Прослои	" "	Плагиоклаз № 30-35, кварц, биотит, циркон, апатит	Улизо, 1970

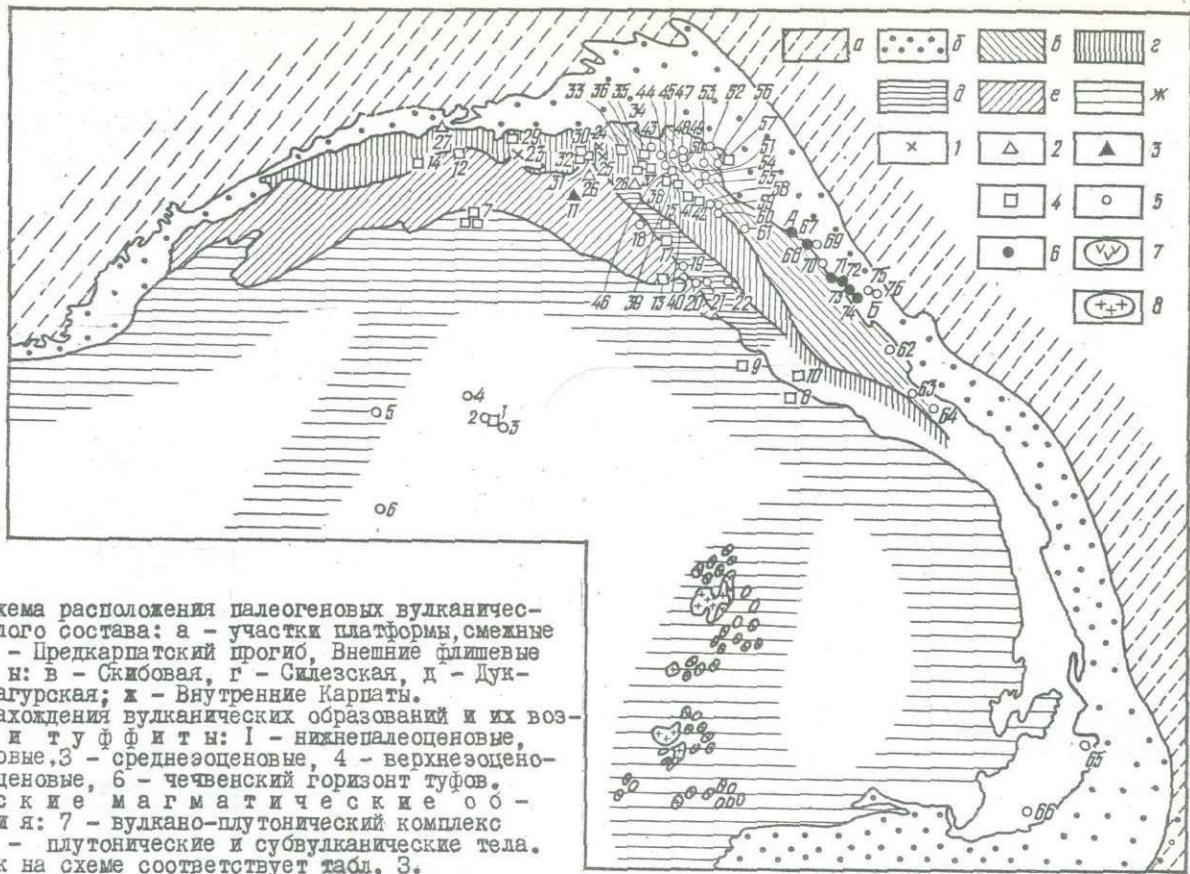


Рис. 7. Схема расположения палеогеновых вулканических пород кислого состава: а - участки платформы, смежные с Карпатами, б - Предкарпатский прогиб, Внешние флишевые Карпаты; з о н н: в - Скибовая, г - Силезская, д - Дукарская, е - Магурская; ж - Внутренние Карпаты. Главные местонахождения вулканических образований и их возраст. Туфы и туфиты: 1 - нижнепалеогеновые, 2 - нижнеэоценовые, 3 - среднеэоценовые, 4 - верхнеэоценовые, 5 - олигоценые, 6 - чечвенский горизонт туфов. Ларамийские магматические образования: 7 - вулканоплутонический комплекс гор Апусени, 8 - плутонические и субвулканические тела. Нумерация точек на схеме соответствует табл. 3.

что они осаждались в период формирования глоботрункановых известняков, вероятно в позднем сеноне. При движениях ларамийской фазы складчатости и эрозии из-за поднятия породы верхнемелового бассейна осадконакопления размывались и попадали в палеоценовые отложения Подсилезского бассейна. Возникает вопрос, где проходили процессы вулканизма в позднемеловое время, в результате которых образовались кислые эффузивы и туфы?

М. Ксенжеквич и Т. Визер (1954) оправедливо связывают его проявления с геосинклинальной зоной, располагавшейся южнее берегов флишевого бассейна Внешних Карпат. Эта область испытала в позднем мелу подъем и, возможно, с ней были связаны проявления кимолитового вулканизма.

Последующие вспышки, с которыми связаны верхнеэоценовые и олигоценые прослои кислых туфов и туффитов, видимо, связаны с иными центрами извержений, которые предположительно находились в Болгарии. Можно лишь считать, что прослои туфов в палеогене разных структурно-фациальных зон Карпат принадлежат одним центрам извержений, поскольку туфы повсеместно имеют близкое стратиграфическое положение, аналогичный состав и химические свойства (рис. 7, 8), что свидетельствует о совпадении ритмов извержений. Поэтому следует обратить внимание на исключительное совпадение возраста туфовых прослоев с ритмами извержений в Родопском массиве, где в это время происходили процессы вулканизма (табл. 4). Основная часть разреза эоцена и олигоцена тут представлена вулканическими образованиями (Цанков, Спасов, 1968, в кн.: "Стратиграфия Болгарии"). В позднепалеогеновую эпоху на этой территории формировались молассы и вулканогенно-осадочные формации мощностью более 2000 м. Среди них развиты липариты, липарито-дациты, туфолоавы, игнимбритовые образования и сопровождающие их пирокласты кислого состава. Они формируют толщи большой площади и мощности, нередко достигающие сотен метров.

Учитывая характер фаций, размер частиц пирокластики и мощность туфовых прослоев в эоцене и олигоцене Карпат, можно предположить, что они связаны с вулканическими центрами извержений Родопского массива. Химический и минералогический составы этих образований близки. Туфовые прослои в разрезе эоценовых и олигоценых отложений Карпат формируют отдельные горизонты (иногда количество прослоев превышает 25-50). Они пространственно широко развиты (рис. 7) и встречаются в разных структурно-фациальных зонах Внутренних и Внешних Карпат.

В отложениях подгальского флиша в некоторых мелких притоках левого берега р. Белого Дунайца в хохловских слоях (поздний эоцен) установлено несколько прослоев туфов кислого состава, нередко бен-тонитизированных. Так, в разрезе, вскрытом в русле р. Быстрого, уста-

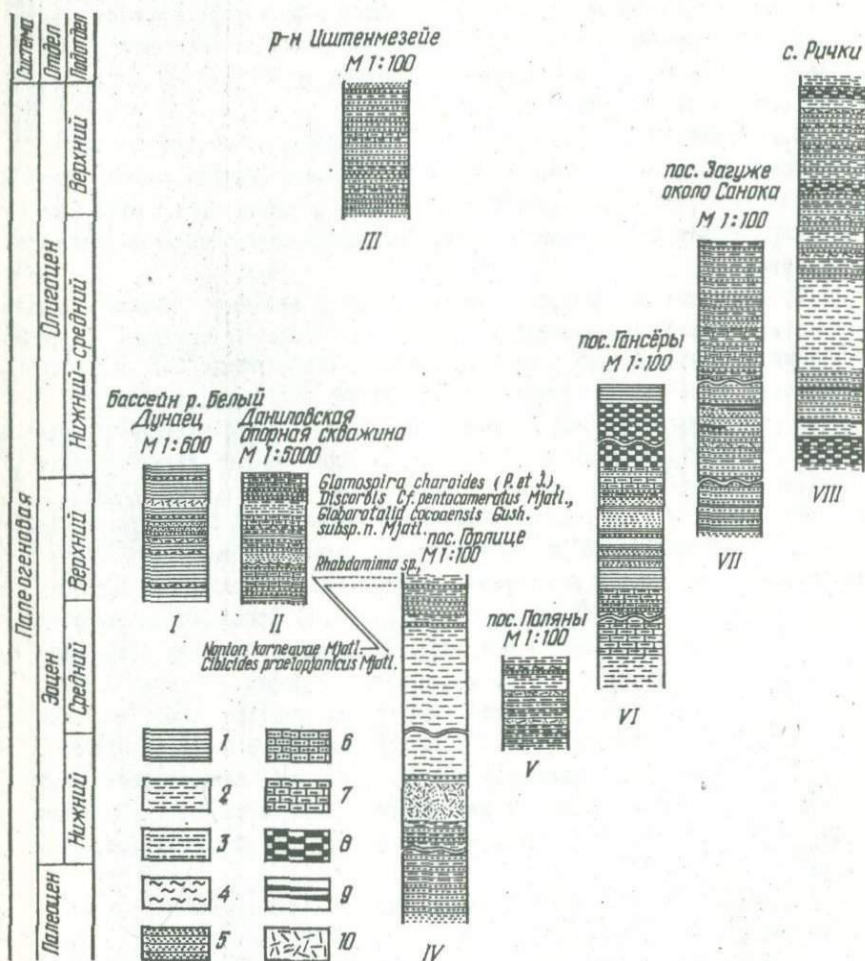


Рис. 8. Геологическое положение туфовых горизонтов в разрезе палеогена:

I - менилитовые сланцы, 2 - аргиллиты, 3 - алевролиты, 4 - глины, 5 - песчаники и гравелиты, 6 - известковые песчаники, 7 - мергели, 8 - роговики, 9 - ясельские сланцы (головецкие полосчатые известняки), 10 - вулканические образования кислого состава.
Разрезы: I - построен по данным Михалика и Визера (1959), II - из работы Гуревич (1960), III - из работы Вадаса (1964), IV, VI - из работы Кашарского и Визера (1960), V - из работы Сикоры и Визера (1959), VII - из работы Гучвы и Кошарского (1960), VIII - из работы Бурова и Даныша (1966).

Эволюция кислого вулканизма в Родопском массиве

Отдел	Горизонт	Тип вулканизма	Этапы вулканизма	Характер фаций
Олигоцен	УШ	Риолитовый	Кислый вулканизм	Потоки риолитовые, толща туфов кислого состава, субвулканические тела
	УП	Моласса с прослоями туфов	-	-
	УІ	Риолито-риодацитовый	Верхний этап кислого вулканизма	Риолитовые покровы площадью 1500 км ² , перлиты, туфы, субвулканические тела
	У	Латито-андезитовый	Верхний этап среднекислого вулканизма	-
	ІУ	Джебелские песчаники с прослоями туфов	-	-
	Ш	Риолитовый	Средний этап кислого вулканизма	Риолито-дациты и их туфы, туфолавы, игниморитовые образования, субвулканические тела; 1200 м
Верхний эоцен	П	Латито-андезитовый	Средний этап среднекислого вулканизма	-
	І	Риодацитовый	Нижний этап кислого вулканизма	Туфы (20-900 м) кислого состава
	-	Латито-андезитовый	Нижний этап среднекислого вулканизма	-

новлено пять прослоев туффитов и бентонитов. Мощность их от 1-2 до 30 см, залегают среди голубовато-серых сланцев (Михалик, Визер, 1959; Галицкий, 1961; Сикора, 1967). Четкой границы их с вмещающими породами и туфами не наблюдается. Они серой или зеленовато-серой окраски и имеют типичный для пепловых туфов вид.

А.Михалик и Т.Визер (1959) нашли в разрезе нижнеохловских слоев подгальского флиша шесть-семь прослоев пирокластике. В основном это бентонитизированные туфы или бентониты (рис. 9, 1). В составе туфов находятся обломки кислого вулканического стекла, кварца, плагиоклаза, а также кальцит и пирит. Цементированы они глинистым минералом типа монтмориллонита. Бентонитизированные туфы прослеживаются в подгальском флише и в окрестностях г.Новы-Тарг между р.Бе-



Рис. 9. Схема распределения туфовых горизонтов в менилитовых и красненских отложениях флишевых Карпат на территории ПНР (Сикора, Визер, Жет, Житко, 1959): а - яседские сланцы (головецкие известняки), б - роговики; I - УП - горизонты туфов.

лым Дунайцем и руч.Цихе. Тут в хохловских слоях (поздний эоцен) В.Сикора (1967) обнаружил несколько прослоев сильно бентонитизированных туфов и фулеровой земли, залегающих среди песчаников и известковистых сланцев. Аналогичное геологическое положение занимают два тонких прослоя туфов в Койшовцах (притоки Черного Дунайца). Мощность прослоев от одного до нескольких сантиметров. Только в одном месте обнаружен прослой мощностью более 15 см.

В разрезе пестроцветного палеогена фундамента Закарпатского прогиба, вскрытого опорной скв.Данилово-I в интервале 1920-2299 м отмечено несколько прослоев туфов и туффитов кислого состава. Они вскрыты на глубине 2135-2143 и 2170-2276 м в пестроцветных отложениях байловской свиты (Гуревич, 1956, 1960; Вульчин, Кульчицкий, 1959). К аналогичной разновидности р отнесены аргиллиты различной окраски, алевролиты и песчаники с единичными прослоями туфов, вскрытые скв.Залуж-20 в интервале 2050-2186 м. На основании многочисленных находок фауны и микрофауны возраст отложений байловской свиты, вмещающей прослой туфов, считается позднеэоценовым, о чем писал Петрашкевич в 1971 г. ("Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат").

Туфы известны также в пестроцветном флише зоны Мармарошских Утесов. В районе с.Ковашнева они залегают в трохамминовых сланцах позднеэоценового возраста (Вульчин, Кульчицкий, 1959). О широком

территориальном развитии позднеэоценовых туфов свидетельствуют многочисленные находки их в аналогичном литологическом разрезе пород в Пенинской зоне (район Иворков), а также в Магурской, Дуклянской и Силезской зонах Внешних Карпат.

В Магурской зоне Внешних Карпат, в Польше, туфы установлены в отложениях нижнего эоцена (с. Поляны около Грибова), в средней и нижней части верхнего эоцена (пос. Милевка, Жарнувка и др.). В районе с. Полян (рис. 7) туфы вскрыты в нескольких обнажениях. Они входят в состав пачки эоценовых пестрых сланцев, составляющих нижнюю часть среднего эоцена, где слагают отдельные прослои мощностью 0,7–1,5 м (Сикора, Визер, 1959; Сикора, 1967). Общая мощность вулканических пород 2,4 м. Туфы частично или полностью бентонитизированы.

В отложениях среднего эоцена туфы установлены в подмагурских слоях правых притоков р. Соли (рис. 7, точка I4), в районе сел Мильовки и Цисец (Визер, 1959). Они также образуют два тонких (3–3,5 см) прослоя среди темных мергелистых сланцев, чередующихся с тонкими прослоями глауконитовых песчаников в нижней части подмагурских слоев (рис. 8, У). Подстилающие сланцы и нижняя часть туфовых прослоев обогащены биотитом. Последний образует местами целые скопления до 1 мм толщиной. Возраст подмагурских слоев по фауне и микрофауне определен как средний эоцен (Визер, 1959). В верхнеэоценовых отложениях Магурской зоны бентонитизированные туфы известны в районе с. Жарнувки возле г. Макова-Подгальского (Сикора, 1967).

На территории Чехословакии пирокластические образования отмечены в районе Рихвальда (Лешко, Самуэль, 1968) в средней части мальцевских слоев, которые входят в состав черховской, или кохановской, единицы Магурской зоны. Туффиты и бентонитизированные туфы слагают пачки мощностью 1 м, состоят из обломков кислого вулканического стекла и минералов вулканического происхождения. Мощность туфовых прослоев 5–10 см, возраст – поздний эоцен (Лешко и др., 1959; Лешко, 1964).

В палеогеновых отложениях Дуклянской зоны пирокластические образования кислого состава известны в нескольких пунктах. На территории Польских Карпат среди зеленой сланцевой толщи верхнего эоцена установлены туффиты в районе с. Яворника (рис. 7, точка I5). Они описаны Л. Кошарским и Т. Визером (1960). Несколько моложе туффиты Берегов Гурных в палеогеновых отложениях Преддуклянской зоны, расположенной между дуклянским элементом и Центральной Карпатской депрессией в песчано-сланцевых кросненских слоях. Они слагают четыре прослоя мощностью 1–4 см, имеют зеленовато-серый цвет и характерный для кислых туфов состав. Возраст туфогенных образований Берегов Гурных, залегающих в самой нижней части кросненских слоев,

определен как конец позднего эоцена – начало олигоцена (Кошарский, Визер, Житко, 1960). Такого же возраста туффиты в районе с. Должицы около Команчи, с. Приситницы и др.

Б. Лешко и др. (1959) описали туффиты из нижней части менилитовых слоев южной полосы Дуклянской зоны Словакии (районы Чертизного, Кольна Розтока, Убля и Вишне Рославице), а в средней части – бентонитовые образования мощностью 5 см.

Туфы в аналогичном залегании описаны В. В. Даньшем (1969, 1973) в этой же зоне в западной части южного склона Советских Карпат. Они ассоциируют с кремнями в нижней части менилитовых слоев низов олигоцена, в районе с. Вел. Березного, Луты имеют незначительную мощность (несколько сантиметров).

Кислые туфы широко распространены среди палеогеновых отложений Силезской зоны. Они встречаются по всему разрезу палеогена в виде пепловых прослоев небольшой мощности в пределах силезского покрова на территории Польских Карпат. Имеются указания о наличии туфов в палеоцене в районе сел Рыбьего, Ковалева, Свощова (рис. 7, 23–25). Возраст их определен как низы раннего палеоцена (Кошарский, Визер, 1960).

Нижнеэоценовые туфы установлены в средней части нижних пестрых сланцев, залегающих на истобнянских песчаниках в районе с. Горлиц. Туфогенный горизонт общей мощностью 4,2 м представлен 50 тонкими прослоями пепловых туфов, разделенных прослойками песчаников и сланцев мощностью от 1–3 мм до 40 см. Мощность туфовых прослоев изменяется от 3 мм до 4 см. Тонкий пепловый материал и незначительные мощности указывают на периодическую вулканическую деятельность на значительном удалении от бассейна осадконакопления. В прослоях даже малой мощности отмечаются различные размеры пирокластического материала. Это свидетельствует о том, что материал отлагался из взрывных туч. Каждый прослой туфа отвечает отдельному взрыву. Цвет туфов светлый. Примесь терригенного материала незначительна, поскольку пепел осаждался быстро. Большая часть прослоев бентонитизирована.

К отложениям нижнего эоцена относятся находки тонких прослоев туфов и бентонитов в районе Баховиц (Кошарский, Визер, 1960), а к нижней части среднего эоцена – туффиты района Бурки около с. Кросна (нижний лютет).

Среди отложений верхнего эоцена кислые туфы установлены в районе сел Березова, Кобыле, Кросно, Горек, Колкувце, Гансёры, Монастырца (рис. 7, 29–42, табл. 3).

Наиболее детально изучены туфы в районе хутора Гансёры (рис. 8, VI). Горизонт мощностью 80 см залегает в средней части подроговиловых отложений менилитовской серии. Прослой туфов (до 5 см) чередуется со сланцами, они нередко разлинзованы, перелиты. Вулкани-

ческий пепел, главная составная часть туфов, преобразован в монтмориллонит. Позднеэоценовый возраст туфов установлен по фауне, найденной в песчаниках подроговиковой толщи менилитовой серии (Копарски, Визер, 1960). Подобное стратиграфическое положение имеют туффиты в районе Колкувце, Горки и бентониты Березова (Бжезов), Кобыле, Кросно, Монастырца и других участков (Сикора, 1967).

Среди олигоценовых отложений Силезской и Субсилезской зон находки туфов и туффитов не редки (рис. 7, 8). Они обнаружены в долине р. Ославы у с. Загож, около Санока (Гучва, Копарски, 1959, 1960). Туфовый горизонт состоит из двух прослоев мощностью 25 и 17 см, залегающих среди грубослоистых песчаников в нижней части нижнекросненских слоев. Возраст их определен как ранний олигоцен (низ).

Довольно часто туфы встречаются в отложениях палеогена Скибовой зоны. Они приурочены в основном к олигоценовым образованиям: менилитовым сланцам и кросненским слоям. Их выходы установлены почти по всей полосе развития олигоцена Скибовой зоны (рис. 7, 43-74, табл. 3).

В. Сикора (1959), изучая вертикальное распространение пирокластических образований в менилитовых и кросненских сериях Флишевых Карпат Польши указывает на наличие семи стратиграфических горизонтов, с которыми связаны вулканические образования (рис. 9). Они соответствуют проявлениям кислого вулканизма в Родопском массиве (табл. 4, 5). П е р в ы й горизонт выходит в нижней части менилитовых слоев на несколько метров выше горизонта роговиков в районе с. Дыдня. Он представлен двумя слоями туфов мощностью 0,5 и 6 см. Туфы состоят только из осколков кислого вулканического стекла размером 0,03 мм. Это свидетельствует о том, что туф образован из тонкого вулканического пепла. В т о р о й горизонт залегает несколько выше первого (рис. 9) в нижней части менилитовых слоев южного крыла Пшещтыницкой антиклинали. Мощность прослоев 10-15 и 20-30 см. Туфы частично или полностью бентонитизированы. Т р е т ь и й горизонт установлен в сланцах менилитового типа, несколько выше ясельских (аналоги головецких известняков), вблизи основания нижнекросненских слоев у с. Дыдня. Это чисто бентонитовая прослойка мощностью 5 см.

Первых три горизонта имеют незначительную мощность и выявить их довольно сложно. Установлены они в отдельных обнажениях. Выше лежащие горизонты, особенно ч е т в е р т ы й и п я т ы й, более мощны и выходы их прослежены на значительном расстоянии. Ч е т в е р т ы й залегает в нижней части среднекросненских слоев (рис. 9, табл. 5); мощность 70 см. Выходы его прослежены в нескольких местах обоих крыльев антиклинали Пшещтыницы и в южном

Основные горизонты кислых туфов

Период	Свита	Слои	Горизонт туфов	Местонахождение туфов		
				Польские Карпаты	Восточные Карпаты	
Олигоцен	Поздний	Кросненская	Верхне-кросненские	УП	В 500 мм выше подошвы верхне-кросненских слоев (Кшеве, Дыдня)	-
				УІ	В нижней части верхнекросненских слоев (Бандров, Яоло)	В нижней части верхнекросненских слоев (р. Рипень) слой Подул-Марий и Винейцишу в Румьнии
			Средне-кросненские	У	На границе средне- и верхнекросненских слоев (Видрна, Кшеве, Тырава, Волоская, Кузьминя)	-
				ІУ	В нижней части среднекросненских слоев (Пшестьница, Конски)	-
			Нижне-кросненские	Ш	Дыдня, Загож	-
	Средний	Переходные -		-	-	Жабье
	Ранний	Менилитовая	Менилитовые	П	В нижней части менилитовых слоев (Пшестьница)	-
				І	В нижней части менилитовых слоев (Дыдня)	-

в олигоцене Карпат и их сопоставление

Подовита		Местонахождение туфов	
		Восточные Карпаты	Внутренние Карпаты
Верхнемилицовая	Верхняя часть	По р.Чечве,пл.Рипное, Спас, по р.Ричке и Ставику (Покутские Карпаты)	В отложениях хатта (Ноград,Боршод, Задунайское Среднегорье, в отложениях верхнего олигоцена г.Буда и на северо-востоке Венгрии
	Нижняя часть	Пл.Долина	-
Долянецкая	-	-	В среднем олигоцене (рипель) гор.Буда, р-н Будья
Нижнемилицовая	-	В Дуклянской зоне, Вел.Березной,Лота, Чортизне,Кольна Розтока,скв.27, пл.Долина (2064-2076 м)	

крыле антиклинали Дыдня на расстоянии 14 км (Шесытница - Конски). П я т ы й горизонт встречается на границе средне- и верхнекросненских слоев также на значительном протяжении в районе сел Видрна, Кшеве, Кузьминя, Тырава, Волоская, Романова Воля, Людыня, Бжеги. Дольше до границы с СССР. Мощность его изменяется от 1,2 до 3 м, уменьшаясь значительно в районе с. Кузьминя. Ш е с т о й горизонт обнаружен в нижней части верхнекросненских слоев (рис. 9, табл. 5) в районе с. Бандров у границы Польши и СССР. Мощность его 80 см. И с е д ь м о й горизонт занимает самое высокое положение в разрезе олигоцена. Его выходы установлены в нескольких местах в районе с. Кшеве и в одном месте у с. Дыдни, в 500 м выше подошвы верхнекросненских слоев. Он состоит из одного слоя мощностью 2-3 м. Ниже и выше его развиты диатомиты. Туфы и туффиты, слагающие прослой, представлены тонким пепловым материалом из удаленных центров извержений. Чаще всего они небольшой мощности. В. Сикора (1959) считает, что вулканические взрывы, в результате которых образовался пепел (удаленные фации), локализовались вдали от флишевого бассейна и пеплы осаждались из эруптивных туч, принесенных ветром.

К юго-востоку, на территории Советских Карпат, широко представлены пирокластические образования в олигоценовых отложениях. Особое место геологи отводят так называемому чечвенскому горизонту туфов, который прослежен на расстоянии 25 км. Он залегает в верхней части верхнеменилитовой свиты. Туфы в олигоцене описаны А. В. Максимовым и Л. М. Рейфманом (1966).

Эталоном в общепринятой схеме расчленения менилитовой свиты служит разрез олигоцена Береговой скибы, обнажающегося по р. Чечве. Его изучали О. С. Вялов, Н. Р. Ладженский, В. А. Шакин и др. Свита разделяется на нижнеменилитовую, лопянецкую и верхнеменилитовую подсвиты. Последняя разделена чечвенским туфом на подтуфовую и надтуфовую толщи. Туфовый горизонт по р. Чечве впервые выделен, описан и назван чечвенским О. С. Вяловым и др. (1951). В дальнейшем он был прослежен в скважинах на площадях Спас, Рипнов, Долина, Оболонье, Струтынь, Ольховка.

Нами приведены разрезы этого горизонта (рис. 10), взятые из работы И. И. Курильца (1970). Мощность туфового горизонта уменьшается от Скибовой зонь к Предкарпатскому прогибу. Например, в Береговой скибе она составляет 70 м, в Спасской складке (скв. 1-5 и др.) 60-70, в Верхнеструтынской (скв. 4-14) 60-80, в Ольховской не более 10 м.

Характер разреза чечвенского горизонта туфов по р. Чечве показывает, что формированию основного туфового прослоя мощностью 20-25 м предшествуют многочисленные слабые взрывы, с которыми связаны



Рис.10. Схема сопоставления разрезов верхнеменилитовой подсыть Скибовой зоны Карпат и Внутренней зоны Предкарпатского прогиба в междуречье Чечва - Быстрица Солотвинская (по Курильцу, 1970): 1 - туфовый горизонт, 2 - прослой песчаника, 3 - черные аргиллиты.

тонкие пепловые прослойки ниже его. Выше по разрезу также наблюдаются более 25 прослоев туфов. Они свидетельствуют о начале и затухании взрывной деятельности в удаленных вулканических центрах; пепел этих туфов привносился в олигоценный бассейн осадконакопления. Позже такие туфы были выявлены в верхнеменилитовой подсыти в других местах междуречья Чечва - Стрый. Они вскрыты в многочисленных скважинах и описаны рядом исследователей. Е.И.Вульчин (1964) отмечает, что туфы площади Долина занимают устойчивое стратиграфическое положение - нижнюю часть верхнеменилитовой подсыти, а туфы площади Рипное, как и чечвенский горизонт туфов, - верхнюю часть этой подсыти. Источником пирокластического материала Вульчин считает закарпатские вулканы. К северо-западу от р.Чечвы туфы залегают в 100-200 м ниже кровли верхнеменилитовой толщи. В сторону р.Стрия они исчезают. К юго-востоку вместе с уменьшением мощности отложений верхнеменилитовой подсыти туфы также исчезают. Они появляются в синхронных отложениях по р.Рипень (к югу от с.Сергии, Путиловского района Черновицкой обл.) в подошве верхнекросненских слоев (Досин, 1964), где туфовый горизонт (русло руч.Стайка) имеет мощность I-1,5 м, а в аналогичном стратиграфическом положении на левом берегу р.Рипень - 0,6-0,7 м.

В менилитовой серии Покутских Карпат туфы установлены в разрезе притоков р.Рички (у с.Рички) и по руч.Ставник в окрестностях Космача (Буров, Даниш, 1966). Они залегают среди пород верхнемени-

литовой подсвиты, представленной двумя пачками черных аргиллитов (20–40 м) с прослоями песчаников, роговиков и туфов (рис. 8, УШ). Мощность роговиков и туфов в различных разрезах разная. По геологическому положению эти туфы близки к У и У1 горизонтам туфов Польских Карпат (табл. 5). Большинство геологов считают, что с переходными нижнекросненскими слоями синхронны лопянецкая и нижняя часть верхнеменилитовой подсвиты, а со средне- и верхнекросненским – верхняя часть верхнеменилитовой подсвиты и поляницкая свита (Шакин, 1959). А это значит, что чечвенский горизонт туфов и туфы р. Рипень, как и туфы У и У1 горизонтов (см. рис. 9, табл. 2), залегают в синхронных отложениях.

Возможно, что туфы, описанные А. И. Токарским (1954) из окрестностей с. Ясло верхнекросненских слоев, имеют аналогичный возраст и связаны с близкими ритмами извержений. Эти данные позволяют говорить о региональном распространении туфового горизонта, залегающего в подошве верхнекросненских слоев.

Выпадение туфов из разреза олигоцена на северо-восточном склоне Украинских Карпат В. В. Глушко (1968) связывает с предполяницким размывом пород верхнеменилитовой подсвиты.

Из олигоценовых отложений Кросненской зоны кислые туфы описали Е. И. Вульчин и Я. О. Кульчицкий (1959) в левом борту Черного Черемоша (в 2 км выше с. Жабьего), в "переходных" слоях (пачка пород, залегающая на контакте типичных менилитовых и кросненских отложений). Тонкие прослои их (3–5 см) чередуются здесь с алевролитами и аргиллитами. Составом эти туфы не отличаются от чечвенских. Поэтому авторы допускают, что формирование их связано с общими проявлениями вулканизма. Г. Д. Досин (1964) считает, что чечвенский туф по залеганию моложе туфов района с Жабьего, поскольку последние залегают в "переходных" слоях, сопоставляемых обычно с лопянецкой подсвитой.

Исходя из приведенных данных о наличии большого количества туфовых горизонтов в разрезе олигоцена Польских Карпат (рис. 9), вполне вероятно находки их возрастных аналогов в Советских Карпатах и Румынии, где туфы установлены пока в олигоцене в клине Валени (фашия песчаников Клива). Прослои туфов, содержащие биотит, достигают мощности 1 м в слоях Подул-Морий (кросненские слои). Они известны также в верхней части слоев Венецишу к западу от Тельяжена вплоть до с. Яломницы, где являются стратиграфическим аналогом горизонта туфов в слоях Подул-Морий (Ояческу, 1960).

Приведенный обзор не претендует на полноту изложения материалов о распространении кислых вулканических образований в палеогене Карпат, но даже на основании этих скромных сведений можно судить о довольно интенсивных проявлениях кислого вулканизма южнее флишевого бассейна в палеогене.

Вполне вероятно, что наиболее тонкие пепловые фации в разрезе олигоцена Внутренних и Внешних Карпат происходят из вулканических центров массива Родоп. Палеоценовые, эоценовые и олигоценовые ритмы извержений, с которыми связаны описанные выше прослой туфов (удаленная фация), могут быть связаны с вулканизмом в юго-восточной части Карпатской островной дуги. Туфовые прослои занимают устойчивое стратиграфическое положение, имеют широкое площадное развитие, что свидетельствует об интенсивных эксплозиях; их можно применять для корреляции отдельных разрезов.

КИСЛЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЕОГЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Вулканические образования неогенового возраста имеют хорошую сохранность, отчетливо устанавливается характер их взаимоотношения с фаунистически охарактеризованными осадочными отложениями (молассой), связь с тектоническими движениями основных фаз складчатости, большое разнообразие фаций.

Специфика механизма извержения кислых магм обусловила значительный радиус распространения пеплового материала первых сильных эксплозий. Тонкий пепловый материал фиксируется на расстоянии свыше 300 км от предполагаемых центров извержений; широко развит игнимбритовый вулканизм вблизи центров извержений типа каналов-трещин. Игнимбритовые покровы различных возрастов установлены во внутривосточной области на территории Венгрии, Чехословакии, Закарпатского прогиба в Румынии. С ними ассоциируют разные туфы, туфовые лапы и эффузивно-экструзивные образования.

Наиболее ранние вулканические образования миоцена относятся к бурдигалу и гельвету. Они выявлены в северной части Венгрии и южной Словакии, т.е. миоценовый этап опять начинается в западной части Карпат. Это так называемые нижние риолитовые туфы. Они установлены в районе массива Чергат, Матра и горах Бюкк. Мощность их изменяется от нескольких до 150 м. Формирование туфов относится к регрессивному этапу конца бурдигала. Извержения связываются с движениями, следующими за савской фазой складчатости (раннештрийскими). Наиболее интенсивны эти движения в гельвете (Будай и др., 1963).

По данным бурения (Вадас, 1964) установлено, что кислые туфы в задунайской области Венгрии встречаются редко. Их отложения увеличиваются в восточном направлении. В районе Шалготарьяна в бурдигальских отложениях выявлено несколько прослоев риолитовых туфов. Ближние по составу туфы прослеживаются и выше по разрезу морской толщи гельвета (несколько прослоев), которые рассматриваются как заключительные вспышки бурдигальского этапа риолитового вулканизма. Синхронные им туфы развиты в подошве неград-

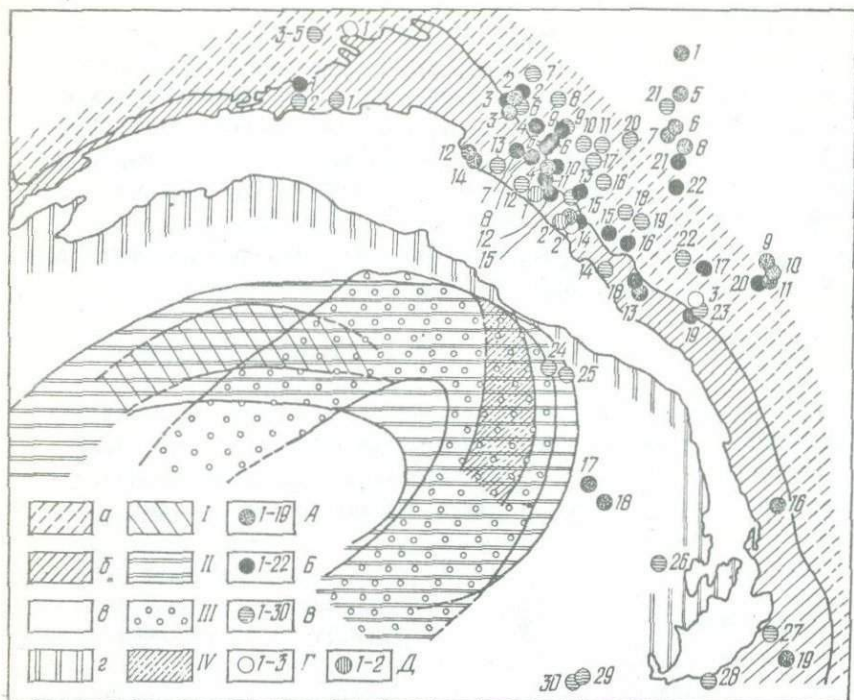


Рис. II. Схема расположения неогеновых вулканических образований кислого состава: а - участки платформы, смежные с Карпатами, б - Предкарпатский прогиб, в - Внешние Карпаты, г - внутривкарпатская область.

Площади развития: I - бурдигал-гельветских игнимбритовых образований и туфов, II - тортонских игнимбритовых образований и туфов, III - сарматских игнимбритовых образований и туфов, экструзий дацитов, липаритов и туфолов, IV - паннонских игнимбритовых образований, дацитов и туфов кислого состава.

Главные месторождения кислых вулканических образований в пределах Предкарпатского прогиба и прилегающих участков платформы:

А - нижнесарматские: 1 - с. Яблунивка, 2 - с. Свидница (около Немирова), 3 - с. Яворов, 4 - г. Николаев, 5 - г. Кременец, 6 - с. Жуковцы, 7 - с. Выжгородок, 8 - с. Токи, 9 - с. Станиславовка, 10 - с. Днестровка, 11 - с. Бабино, 12 - с. Добромилль, 13 - г. Коломия, 14 - с. Хиров, 15 - г. Калуш, 16 - район Бакея, 17 - с. Ричу, 18 - с. Тыргу-Муреш, 19 - район Бузеу. Б - верхнетортонские: 1 - с. Прашовице, 2 - с. Свидница (около Немирова), 3 - с. Завадов, 4 - с. Любень Великий, 5 - с. Ширец, 6 - с. Пустомыты, 7 - с. Рудки, 8 - с. Комарно, 9 - район Львова (Кайзервальд), 10 - с. Раздол, 11 - с. Бильче, 12 - с. Ходоровице (у Стрия), 13 - с. Буянов (около Муравно), 14 - район Калуша, 15 - район Ивано-Франковска, 16 - с. Тлумач, 17 - с. Баламутовка, 18 - район Коломии, 19 - с. Михальче, 20 - с. Бабино, 21 - с. Борки Великие, 22 - р-н с. Теревовли. В - нижнетортонские: 1 - с. Тарнув, 2 - с. Бохня, 3-5 - район Пинчува (с. Амельник, Кржижановице, Кля), 6 - с. Старый Язов, 7 - гора-Руска, 8 - Нестеров, 9 - район Львова (г. Картумова), 10 - с. Лань, 11 - с. Перемишляны, 12 - район Дрого-

ской угленосной толщи. Это неслоистые, отложенные на суше или частично в мелководном бассейне, образования изменчивой мощности. Залегают они в нижней части гельвета (Вакас, 1964).

В районе бурогольного бассейна Боршод встречаются все известные в Венгрии горизонты кислых туфов. "Нижние риолитовые туфы" залегают в основании гельветской толщи. Мощность их 100-110 м. Туфы в виде маломощных прослоев отмечаются также в отложениях верхнего гельвета в районе гор Матра, Чергат, Бюкк. Нижний риолитовый туф протягивается далее к востоку до г.Эгер, где его мощность достигает 30-40 м. Туфы вскрыты также скважинами у подножью г.Бюкк (Мезеньяррад, Демьен) в интервале 200-628 м и в Большой Венгерской впадине, где нижнегельветские риолитовые туфы имеют мощность 100-500 м (Вакас, 1964). Мощность увеличивается к востоку. Среди нерасчлененного вулканогенного комплекса отложенный Большой Венгерской впадины предположительно находятся и гельветские кислые туфы. К раннему гельвету отнесены риолиты, дациты и их туфы, вскрытые скважиной в районе Ньиредьхаза (1530-2575 м), выше которых в верхней части гельвета установлены риолиты и пемзовые туфы.

На остальной территории Венгрии в разрезе гельвета отмечаются тонкие прослои риолитовых туфов (5-10 м) в континентальных пестроцветных глинах.

На всей площади развития нижних риолитовых туфов Венгрии (рис. II) повсеместно установлены игнимбритовые образования, характеризующие положение каналов-трещин. На территории Средней Словакии выявлены кислые пирокласты, связанные с венгерскими очагами. Они находятся в отложениях нижнего и верхнего бурдигала в виде отдельных прослоев риолитовых и риодацитовых туфов и туффитов различных мощностей. Встречаются прослои мощностью 6-7 м (с. Долне Плахтинце) и 30 м (район Модри-Камень). Мощность туфов и крупность пирокластики увеличиваются в южном направлении (Ипельская котловина) на границе с Венгрией (Кутан, 1963). Возрастные аналоги бурдигальских туфов на территории Закарпатского прогиба не установлены. Туфы отмечаются в гельветских отложениях Трансильванской впадины и Предкарпатского прогиба.

бча, 13 - окрестности Самбора, 14 - с. Кросна (около г. Надворной), 15 - с. Луковец (около Муравна), 16 - Бережаны, 17 - с. Липовка, 18 - с. Толстобавы, 19 - Комаровка, 20 - с. Подлиповы, 21 - с. Почеув, 22 - Залешки, 23 - район г. Черновиц, 24 - район впадины Марагурей, 25 - с. Ботиза, 26 - с. Рокшуп-де-Мос, 27 - гора Пьетричауа, 28 - с. Окнеле-Маре, 29-30 - район с. Говора. Г - т о р т о н с к и е : 1 - с. Богорья, 2 - район г. Калуша, 3 - район г. Черновиц. Д - н и ж н е м и о ц е н о в н ы е : 1 - район г. Трускавца, 2 - район г. Калуша.

Наиболее широкий и массовый характер извержения приобретают в начале тортона. В отдельных местах (Закарпатский прогиб, северо-восточная часть Венгрии) разрез тортона начинается липарито-дацитовыми туфами и игнибритовыми толщами, залегающими на блоках, приподнятых на различную высоту гетерогенного фундамента, или на отложениях нижнего миоцена. В основании туфов нередко отмечается толща конгломератов, характеризующих период регрессии в верхах гельвета. Пеплы первых эксплозий кислых магм цементируют гальку конгломерата (фото 2, см.вклейку).

Мощные покровы игнибритовых образований, донные потоки пепловых туфов и прослой воздушно-осажденных и переотложенных туфов формируют так называемую толщу новоселицкой свиты в Закарпатском прогибе (свыше 1000 м) и их возрастные аналоги на территории Румынии — туфы Деж. К югу и юго-западу от Закарпатского прогиба нижнетортонские толщи кислых вулканических образований венгерские исследователи объединили с верхнетортонскими в средний риолитовый туф. Последние прослеживаются широкой полосой (см.рис.II) от Будапешта и Сольнока на северо-восток в Закарпатский прогиб почти на 400 км. Если учесть их мощность (свыше 1400 м), то становится ясным, каких огромных масштабов достигал кислый вулканизм в то время.

Положение новоселицкой свиты в стратиграфических схемах разные исследователи показывают по-разному. Так, в схеме И.В.Бенглинского (1962,1965) она находится в гельвете, в схеме О.С.Вялова и др. (1962) — в нижнем тортоне. Такое противоречие, на наш взгляд, связано с тем, что отдельные исследователи не учитывают эволюции кислого вулканизма и истории тектонического развития Закарпатского прогиба.

Начало вулканической деятельности в раннем тортоне связано с опусканием вследствие интенсивных тектонических движений и началом среднемиоценовой морской трансгрессии в период сжатия. Мощная вулканогенная толща залегает в низах тортона на всей территории внутрикарпатской области. К началу тортона отнесены первые донные потоки пеплово-пемзовых туфов в районе гор Токай, Солотвинской впадины (нижняя часть новоселицкой свиты). С формированием донных потоков туфов началась трансгрессия в раннем тортоне (Панто, 1962). Эти донные потоки характеризуются спеканием во внутренней части с переходом к фьямме-туфам (район сел Новоселица — Ганичи, см. фото 2). К раннему тортону отнесены дацитовые туфы массива Чергат, Матра, Бюкк и других районов северо-восточной Венгрии (Варга, 1962). Отсутствие слоистости, изменчивость фаций свидетельствуют об отложении туфов на суше (Вадас, 1964). Игнибритовые толщи выходят на поверхность вдоль западных и южных склонов массива Бюкк, где с ни-

ми ассоциируют риолиты и дациты. К массовым проявлениям кислого вулканизма в тортоне принадлежат покровы поточных спекшихся туфов гор Токай. Эти толщи отнесены к средним риолитовым туфам.

Нижнетортонские отложения с прослоями риолитовых туфов вскрыты в северной части Большой Венгерской впадины. В скважине Геленеш-I тортонские туфы имеют мощность 700 м. Они хорошо сопоставляются с распространенными к северу и северо-востоку в Закарпатском прогибе новоселицкими туфами и к востоку — с туфами Деж в Румынии.

В восточной части Большой Венгерской впадины прослой дацитовых туфов отмечены в отложениях с кондорбулина, легко сопоставимых с нижнетортонскими отложениями других районов внутрикарпатской области. Нижележащие базальные конгломераты мощностью 20-50 м сопоставляются с аналогичными конгломератами подошвы туфа Деж и терешульскими конгломератами Солотвинской впадины.

Характер и соотношение фаций нижнего тортона свидетельствуют о том, что территория внутрикарпатской области в тортоне не была полностью покрыта морем, а представляла архипелаг островов, разделенных морем (Вадас, 1964). Выступы фундамента нередко препятствовали затоплению отдельных участков и проникновению моря. Отложившиеся на них вулканические образования быстро разрушались. Подобные условия привели к резкой контрастности мощностей отдельных горизонтов туфов. Например, новоселицкие туфы на близком расстоянии имеют мощность более 1000 м и нулевую. Вскрыты они на разной глубине: на площади Залуж подошва туфов на глубине 2030-2150 м; в скв. Сокирница-I — 1824; Данилово-I — 1920; Тересва-28 — 1464, а в скв. 6, 13 и 20 площади Тересва туфы не обнаружены. Приведенные сведения об условиях проявления вулканизма в раннем и среднем миоцене, характер фаций не оставляют сомнений о генетической связи его с островной дугой.

Прослой нижнетортонских туфов известны на территории Словакии (с. Тренч, Мала Лябаречка в Средней Словакии и с. Нижний Грабовец в Восточной Словакии). Мощность их изменяется от 4 до 50 м. Вулканический материал привносился из районов Венгрии, и словацкие геологи сопоставляют его со средними риолитовыми туфами Венгрии (Кутан, 1963_{а,б}, 1963_{а,б}).

В морском позднем тортоне прослой кислых туфов установлены в осадках боливино-булиминовой и роталиевой зон в районе Вранова, Нижнего Грабовца, Земплинского острова. Мощность их изменяется от 10 до 140 м. В южной и юго-восточной частях Восточной Словакии по-является экструзивно-эффузивный комплекс кислого состава (северная часть массива Токай).

В пределах Трансильванской впадины прослой дацитовых туфов отмечаются в разрезе гельвета (табл. 6). Они характеризуют начало

Основные этапы миоценового кислого вулканизма Румынии

Возраст		Районы проявления кислого вулканизма
Сармат ранний		Прослои риолитовых туфов Дымбу, Рычу, Урка, Сэрмышел, Трансильванской впадины (до 40 м)
Тортон	Поздний	Дацитовые туфы Гириш (10-50 м); пять-шесть горизонтов риолитовых туфов Трансильванской впадины и района Бая-Маре, скв.Сэсар (167 м), Хэдерени, три горизонта дацитовых туфов впадины Лэпуш
	Ранний	Туф Деж в районе Деж, Окнеле-Маре, Слэник Прахова, риодациты Кыйнел, Дялул Фетий в Апусенях (40-150 м)
Гельвет		Прослои риолитовых туфов Трансильванской впадины, Предкарпатского прогиба

вулканических извержений гор Апусени, откуда пирокластический материал переносился ветром в неогеновое море. Тортонские отложения Трансильванской впадины, как Марамурешской и Гетской, начинаются горизонтом дацитовых туфов – туфов Деж. Последние залегают в подошве тортонна и рассматриваются как разделяющие гельвет и тортон. В разрезе туфов отмечаются участки, богатые глобигеринами, которые прослеживаются и в тортонских туфах Предкарпатья. Туфы Деж достигают максимальной мощности 150 м в юго-восточной части Трансильванской впадины (в ущелье Олта, восточнее с.Ракош-де-Жос), где залегают на юрских известняках.

Здесь эти туфы имеют максимальную мощность – 150 м (район с.Окнеле-Мари и Говоре) и разнообразную структуру: в нижней части разреза – плотные, массивные, а в верхней – тонкозернистые и слоистые. Туфы содержат несколько прослоев мощностью 2–10 м, чередующихся с известковистыми глинами и песками. Западнее долины Отэсецу, где слои утончаются до 1 м, они залегают среди глин. Севернее с.Говоре в туфах отмечается скопление глобигерин. Мощность их здесь 30–60 м. В направлении к центру и северо-западной части впадины мощность их уменьшается и вблизи г.Деж, где они впервые описаны, она составляет 30–40 м. В окрестностях г.Деж туфы подстилают известковые глины с прослоями соли (Онческу, 1960). Выше в разрезе верхнего тортонна и сармата установлены многочисленные прослои кислых туфов различной мощности (табл.6). Среди них дацитовые туфы Хэдерени, Гириш, Сэрмышел, Дымбу, Рычу, Базна.

В горах Апусени в разрезе неогена развиты дациты, риолиты,

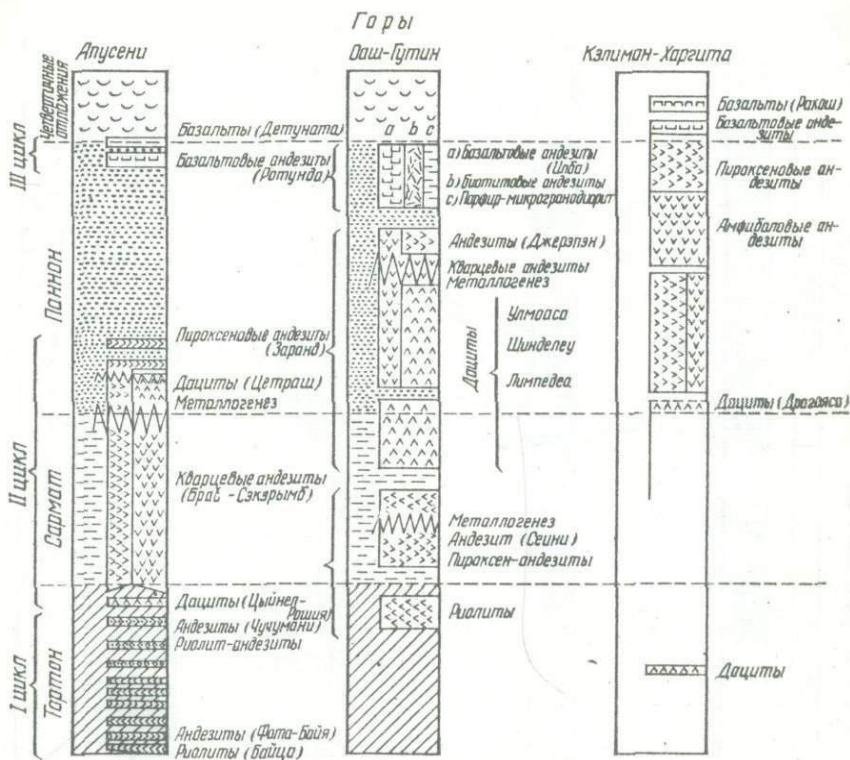


Рис.12. Схема развития позднесубсеквентного вулканизма Румынии (Радулеску, Боркош, 1967).

туфы и агломераты кислого состава. Параллельно с кислым протекал андезитовый вулканизм, что привело к чередованию их продуктов. Изучение соотношений между различными неогеновыми вулканическими породами, а также между последними и осадочными породами в ареале центров извержений позволило наметить эволюцию вулканизма гор Апусени. Кислый вулканизм начался в гелльете, извержения продолжались в тортоне и сармате. Риолиты известны в районе Рошия-Монтанэ (Кырник-Четате) и во впадинах Златна и Брад-Сэкэрымб, дациты - в окрестностях г.Брад и во впадине Брад-Сэкэрымб (рис.11,12). Этот комплекс вулканических пород фиксирует положение центров извержений, с которыми связано формирование прослоев туфов кислого состава во впадинах Румынии и в Предкарпатском прогибе.

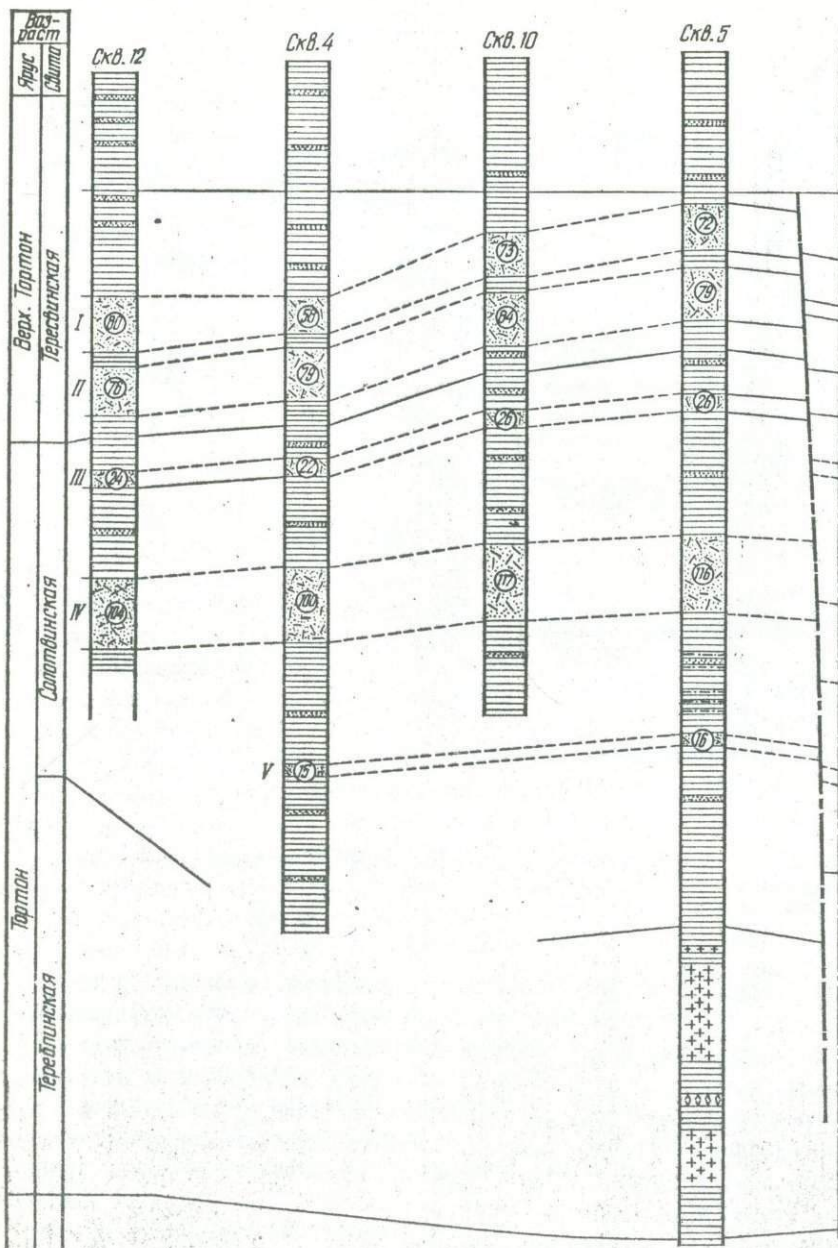
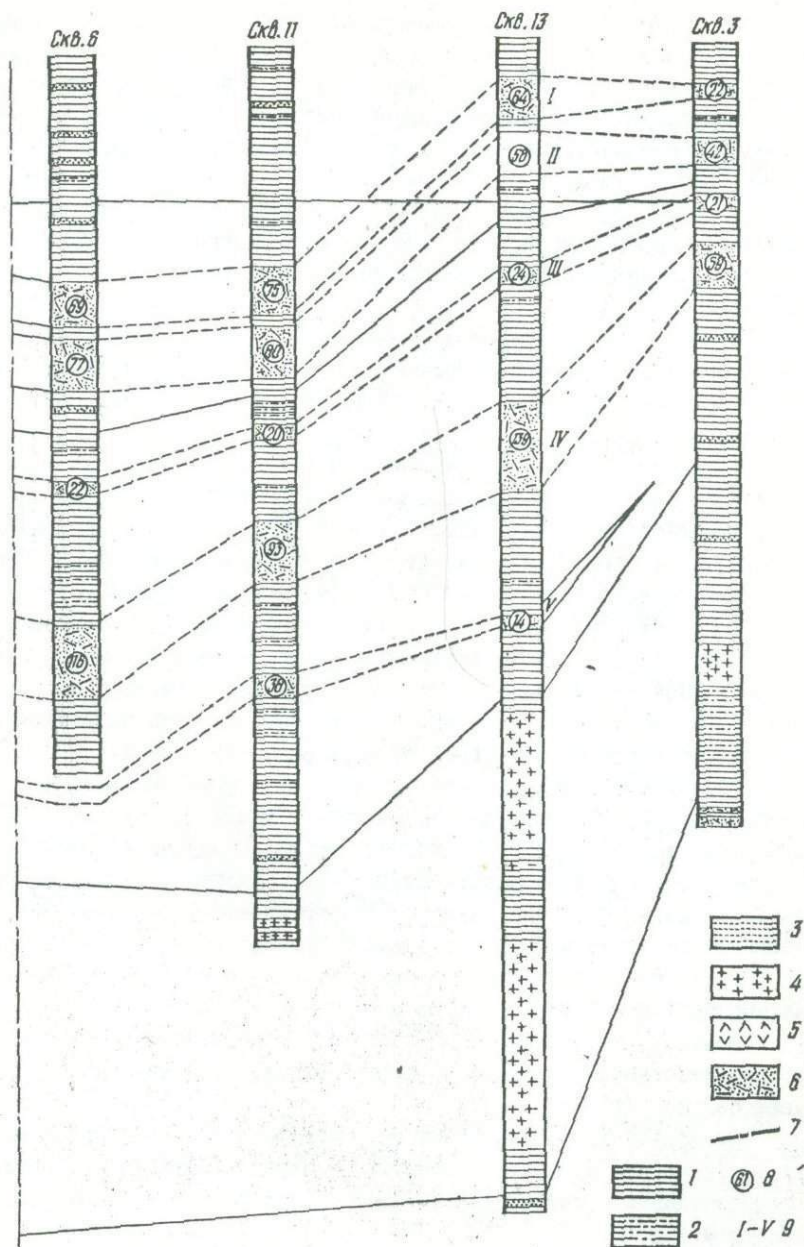


Рис. 13. Схема сопоставления туфовых горизонтов верхнего тортонна
 1 - аргиллиты, 2 - алевролиты, 3 - песчаники, 4 - соли, 5 - гипсо-
 8 - мощность туфов (цифры в кружках), 9 - горизонты туфов.



В восточной части Закарпатского прогиба:
ангидриды, 6 - туфы кислого состава, 7 - предполагаемые нарушения,

Аналогичные образования – риолитовые и дацитовые лавы тортонского и сарматского возрастов – развиты близ Бая-Маре, южнее долины Ульмоаса. Этим риолитам предшествовали эксплозии кислых магм.

Дацитовые туфы хорошо прослеживаются в Солотвинской впадине. Здесь установлено пять-шесть горизонтов дацитовых и липарито-дацитовых туфов суммарной мощностью 400 м в разрезе верхнего тортона (рис.13): $\underline{V-I}$ – горизонты туфов, ниже и выше которых отмечены прослои туфов небольшой мощности до 1-3 м; \underline{U} горизонт прослежен отдельными скважинами и имеет максимальную мощность 15 м, \underline{IV} – $\underline{II7}$, \underline{III} – 20-25, \underline{II} – 40-70, \underline{I} – 22-80 м.

Верхнетортонские туфы вскрыты рядом скважин в Мукачевской впадине. Здесь в районе с.Камяницы и г.Иршавы прослежено пять горизонтов туфов мощностью 2-7 м. Среди верхнетортонских туфов не редки игнимбритовые образования (потоконные туфы).

Не менее интенсивен по масштабам был раннесарматский этап игнимбритового вулканизма. Основная масса этих образований развита в западной части Закарпатского прогиба и дальше они прослеживаются к югу и юго-западу, где отвечают площадным покровам потоконных туфов Венгрии (верхний риолитовый туф). С ними ассоциируют туфолавы и экструзии липаритов. В это время накопились толщи игнимбритовых образований по линии Берегово – Бегань – Виноградово, в северо-восточной части Венгрии, Румынии и туфовые горизонты за пределами этой территории. Их возраст четко определяется по осадочным толщам, содержащим фауну (рис.14), как раннесарматский.

Кислые вулканические образования сармата установлены в массиве Матра, где они представлены наземными фациями различных туфов и рвущими телами риолитов. Возникновение значительного количества пемзы, пепла, игнимбритовых образований объясняется непрерывным распылением магмы через узкие каналы-трещины. Эти образования прослеживаются также на южных склонах г.Бюкк и в сарматских отложениях Задунайской и Большой Венгерской впадин, о чем свидетельствуют данные бурения (Вадас, 1964).

Мощность туфов увеличивается к югу и востоку от г.Бюкк. Широко развиты верхние риолитовые туфы в районе г.Токай, где они занимают большие площади.

По данным Т.Зеленки (1964), сарматский риолитовый комплекс имеет максимальную мощность – 1400 м. Он характеризуется сложными взаимоотношениями с вмещающими породами и разнообразным фациальным составом (рис.15).

По геологическому положению и структурным особенностям Г.Панто (1963) в г.Токай выделил такие разновидности игнимбритовых образований: площадные покровы потоконных туфов, чередующиеся с воздушносоосажденными, и риолитовые комплексы: перлиты, туфолавы.

Система наим.	Этапы	Индекс	Мощ- ность, м.	Характеристика пород	Фауна*		
Меленг	Плациен	Ярус		Путинская свита	—		
		Паннон	$\alpha N, \beta H$		Липарито-дацитовые туфы (30-50 м). Плины, афреолиты с прослоями пещко- лизовидных туфов и фацциально замеча- ющие их туфы	<i>Condona lobata</i> (Zol.), <i>Hemiclytheria palli- ciosa</i> (Reuss), <i>Lactocythere acunosa</i> (Reuss) и др., <i>Platystrophia grimaldi</i> Halasz., <i>Melania eschleri</i> Brong. <i>Hydrobia Unio</i> , <i>Congeria un- guis-carpatiae</i> Kobst., <i>C. subglobosa</i> Hirtsch и др., <i>Congeria parvifera</i> Cuvillier, <i>Congeria haermesi</i> Brust., <i>Melanopsis impressa</i> Bruns.	
	Сармат		$\alpha N, \alpha I$ $\alpha I, N, \alpha I$ $N, \alpha I$	50-100	Амвасская свита, аргиллиты, глины, перели с прослоями туфов кислого состава и песчаников. Андезиты, их туфы и брекчи	<i>Cardium plum</i> Zhizh., <i>C. fujitima</i> Grisch., <i>C. sarmaticum</i> Barb., <i>C. pallioliense</i> Jekel, <i>C. dilatofittum</i> Sinz., <i>Tapes pallioliatus</i> R. No- elfi и др., <i>Parasemionotus subgranosus</i> (Egger).	
		Нижний	$\alpha N, \beta K$ $\alpha N, \beta K$ $N, \beta K$	150-700	Липаритовая свита. Кислые туфы с линзами глин. Аргиллиты с прослоями песчани- ковой туфы. Плины с редкими прослоями песчаников	<i>Cardium transcarpathicum</i> Grischk., <i>Quinqueloculina reussi</i> (Bogd.).	
	Миоцен	Верхний	$N, \beta sh$	20-150	Босхейская свита. Песчано-глинистая толща с прослоями туфов, конгломератов	<i>Strebilus gallicianus</i> Putria, Nonion, <i>El- phidium</i> , <i>Bulimina elongata</i> , <i>Cassidulina carinata</i> , <i>Chlamys elin</i> Zhizh. и <i>Atlanta korobkovi</i> Gard. Bur. <i>Pecten bessi</i> Andr., <i>Pecten</i> (?) sp., <i>Arca</i> (?) <i>Dentalium</i> (?) <i>Pecten</i> и <i>Cardium</i> образные <i>Arca</i> и <i>Cardium</i> , <i>Bulimina</i> , <i>Bul- mina</i> , <i>Globiglerina bulloides</i> Orb., <i>Spiralitis</i> .	
			$N, \beta trs$	>80 >80	Тересвицкая свита. Аргиллиты с про- слоями латокановых туфов и песчаников	<i>Anomia ephipgium</i> L., <i>Cardula carinata</i> Zol., <i>Pec- ten</i> sp. Indet., <i>Bulimina elongata</i> Orb., <i>Globiglerina maueri</i> (Cuvill. et Ell.) <i>Ephipgium maculatum</i> (F. et M.), <i>Globiglerina bulloides</i> Orb., <i>Globiglerinae trilobus</i> Reuss, <i>Lea</i> aff. <i>subfragilis</i> Horn., <i>Nucula nucleus</i> L., <i>Cardula</i> sp. Indet., <i>Lithophaga</i> Dub., <i>Pecten</i> <i>bessi</i> Andr., <i>Chlamys maliniae</i> Dub., <i>Hap- arctimaria</i> , <i>Bulimina</i> , <i>Cardium</i> Indet. cf. <i>elongata</i> Orb., <i>Arctimaria maliniae</i> , <i>Pecten</i> , <i>Asteriglerina</i> sp. Indet., <i>Pseudomaculium cornutum</i> denudatum (Reuss), <i>Chlamys scissa</i> Favre (du var.), <i>Terebratu- ra grandis</i> Blum., <i>T. maculata</i> Rued. (n- burgerina <i>asperula</i> Cziz. <i>Cardium bulina</i> univ. sp. Indet., <i>Globiglerinae trilobus</i> (Reuss), <i>Globiglerina bilobata</i> Orb.) <i>Cladites unguiformis</i> (Orb.) и др.	
		Тарпан	$N, \beta sl$	6-100 ~20	Салотинская свита. Аргиллиты с прослоями латокановых туфов и песча- ников		
			Нижний	$N, \beta trb$	50-1000 75-1200	Тересвицкая свита. Соль с прослоями глин. Аргиллиты	
		Меленг	Ярус	$N, \beta ur$	20-1000	Надосельская свита. Ценимбритовые образования и туфы кислого состава. Прослои аргиллитов и туфитов	
				$\alpha N, \beta ur$	до 100	Терешульские конгломераты	
	Меленг	Ярус	$N, \beta ur$	40-60	Варкавская свита. Аргиллиты, песчаники, с прослоями конгломератов, аргиллитов с прослоями глинистых и известковых песчаников		
			$\alpha N, \beta ur$	до 140	Песчаники и аргиллиты пестрораздельные, ред- кими прослоями туфов кислого состава		
Меленг	Ярус	$\alpha N, \beta ur$	>130	Неизвестные аргиллиты с прослоями песчани- ковой и мергели			
		$\alpha N, \beta ur$	>120	Неизвестные аргиллиты с прослоями песчани- ковой и мергели			

* Данные из кн. «Геологическое строение и горючие ископаемые Украинский Карпат», 1971 г.

Рис.14. Стратиграфическое положение вулканических образований кислого состава среди моласс Закарпатского прогиба.

На основании фацциального состава можно предварительно определить положение центров извержений на этой территории. Зона сарматского кислого вулканизма (см. рис. II) протягивалась к северо-востоку. Данные бурения свидетельствуют о широком развитии подобных игнимбритовых образований уже в Закарпатском прогибе (пл. Великая Добронь, Берегово - Бегань, Виноградово). Они слагают три толщи общей мощностью около 800 м в нижнем и ряд прослоев в среднем сармате, а также в панноне (рис.14).

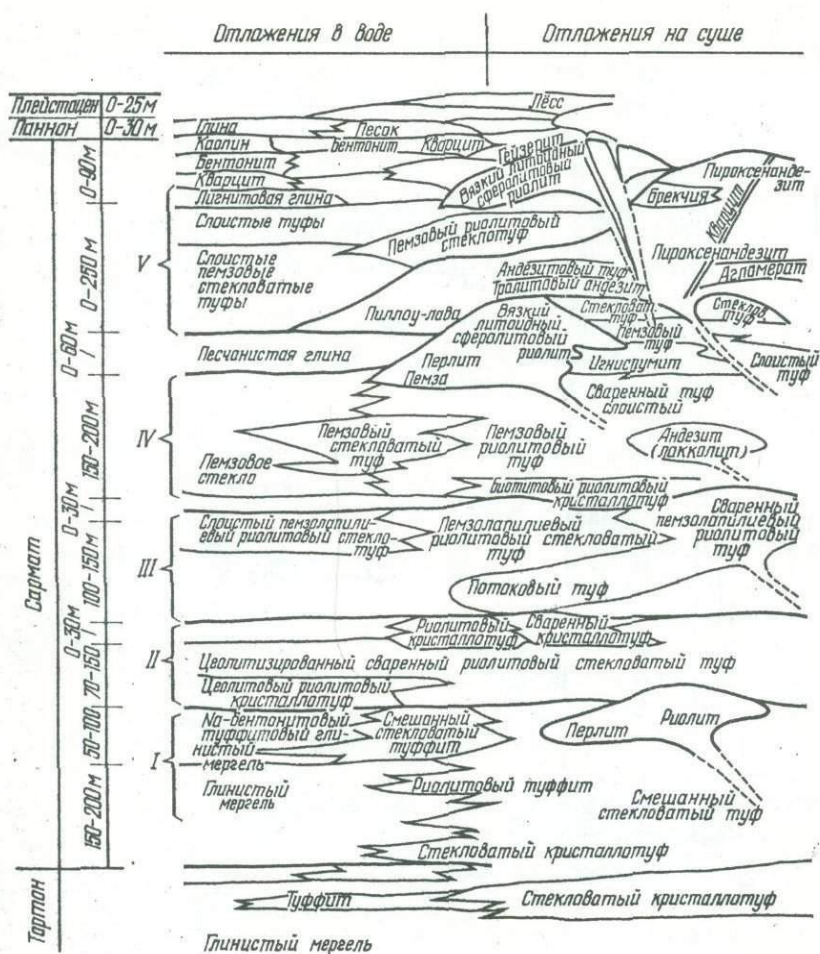


Рис.15. Соотношение фаций кислого вулканизма в южной части гор Токай (по Зеленке, 1964).

общей мощностью около 800 м в нижнем и ряд прослоев в среднем сармате, а также в панноне (рис.14).

Туфы кислого состава широко представлены в сармате Румынии и Словакии. В нижней части сарматских отложений в Трансильванской впадине отмечены многочисленные прослои дацитовых туфов (см. табл.6) с суммарной мощностью до 40 м, что указывает на ритмичную пульсацию очагов кислых магм в то время. Аналогичные туфы встречаются во впадинах гор Апусени. В Восточной Словакии развитие туфов кислого состава приурочено к пограничьем с Венгрией районам. Сре-

ди них нередко развиты игнимбритовые образования (с. Комаровце). Они детально изучены М. Пулец и Д. Вашем (1969). Кроме того, игнимбри-
товые образования дацитового состава установлены К. Каролусом (1973)
в районе Гронского Иновца.

В конце паннона происходило затухание кислого вулканизма. Сла-
бые его проявления установлены в восточной части внутрикарпатской
области и в районе сел Рокосова, Кривы, Велятина, Хижи, Юливцев и
далее в Румынии. Они представлены туфами липарито-дацитового и да-
цитового составов, трещинными экструзиями дацитов и липарито-да-
цитов. Горизонт туфов занимает строго выдержанное положение в вер-
хах паннонских отложений (рис. 14).

Почти всем вспышкам кислого вулканизма в неогене соответст-
вуют возрастные аналоги за пределами внутрикарпатской области. Ту-
фы, туффиты и бентониты установлены в разрезе неогеновых отложе-
ний Внешней и Внутренней зон Предкарпатского прогиба и юго-запад-
ной окраины Восточно-Европейской платформы. Большую и обстоятель-
ную сводку о неогеновых вулканических туфах кислого состава за-
падных областей УССР составили Л. Г. Ткачук, Л. Н. Кудрин и М. Б. Ри-
пун (1958).

В отложениях бурдигал-гельвета установлены редкие находки
туфов в районе Калуша (Кореневский, 1954).

В отложениях нижнего тортона прослой туфов кислого состава
встречены в ряде обнажений и скважин (рис. 11). Они широко распро-
странены на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы
и в переходной области от платформы к Предкарпатскому прогибу
(район Шкло, Любень Великий, Немиров и др.). Это в основном воз-
душноосажденные, нередко слоистые пепловые туфы и туффиты, реже -
пемзовые туфы. Последние установлены в нижней и верхней частях
нижнего тортона.

Нижнетортонские туфы в большинстве приурочены к слоям с
Amissium denudatum Р е и в и находятся в кварцево-глаукони-
товых песчаных породах или на контакте последних с онкоидными из-
вестняками. Мощность туфовых прослоев небольшая 0,1-0,4 м (Тка-
чук, Кудрин, Рипун, 1958). Они образуют прослой (15-20 см)
в известняках и песчаниках в подангидритовой толще нижнего торто-
на в районе г. Черновиц (Ткачук, Гуржий, Рипун, 1956). Прослой
туфов мощностью до 0,1 м установлены среди мергелей в верхней час-
ти нижнего тортона в окрестностях Дрогобыча и Самбора (Коренев-
ский, 1954), в районе с. Луковец (около Журавна), Подлипковцев, Пере-
мышлян (Ткачук и др., 1958).

В верхнем тортоне отмечено несколько прослоев туфов и туффи-
тов в районе Николаева, Стрия, Журавна, Калуша, Немирова, Надвор-
ной, Косова, Черновиц. Они детально изучены Д. П. Бобровником (1950,

1951), Д.В.Гуржием, М.Б.Рипуном (1951), С.М.Кореневским (1954), Л.Г.Ткачуком и др. (1956, 1958), А.Я.Лукиным (1958), И.Д.Гофштейном и М.Б.Рипун (1968) и др.

Обзор материалов и сведений о вулканических образованиях во флишевых и молассовых толщах Карпат и Предкарпатья приводит О.С.Вялов (1958). Многие выходы туфов Предкарпатья были изучены еще польскими геологами в довоенное время. В 1936 г. вышла сводка М.Каменского по вулканическим туфам предгорий Карпат, в 1939 г. — работа Ю.Токарского. В них опубликованы детальные сведения о геологическом положении туфов и об их составе. Ю.Токарский высказывает предположение о связи вулканогенного материала с извержениями кислых магм в пределах Закарпатской области.

Туфы кислого состава из обнажения на правом берегу Днестра в районе с.Баламутовки Черновицкой области описаны А.Я.Лукиным (1952, 1958). Они залегают в виде прослоя мощностью 10 см среди верхнетортонских глин. В их составе отмечается акмит, чтоближает, по мнению автора, эти туфы с описанными В.С.Соболевым и О.Н.Горбачевской (1950), вскрытыми скважиной в районе Угерского.

В окрестностях г.Калуша туфы обнаружены в ряде скважин. С.М.Кореневский (1954) отмечает, что они залегают у подошвы гипсоангидритовой толщи (скв.Кр-73) и в 40 м выше кровли этих отложений, среди глин верхнего тортонна (нижняя часть галицкой серии); мощность 0,5–2 м. В этом же районе северо-восточнее с.Стефановки Ю.Р.Карпенчуком (1966) найден прослой туфа мощностью до 1 м. Он залегает в песчано-глинистых отложениях (стебникских образованиях Внутренней зоны Предкарпатского прогиба).

Вулканические туфы позднеортонского возраста выявлены при бурении в районе с.Свидницы (около Немирова), их описали И.Д.Гофштейн и М.Б.Рипун (1968). Ими же описаны бентониты в карьере с.Яблоновки (в районе Дубна на Волыни), которые вместе с бентонитами с.Листвина, по мнению авторов, характеризуют северную границу распространения вулканических образований кислого состава карпатского происхождения. Здесь же эти исследователи выявили бентониты в известняках нижнего сармата (волынский горизонт). Они образуют прерывистые прослои (линзы) мощностью до 20 см. Количество прослоев бентонитов до 10, туфовых меньше. Их мощность не превышает 10 см, в низах сармата отмечается прослой мощностью 1 м (Гофштейн, Рипун, 1968). Аналогичные нижнесарматские туфы кислого состава и бентониты выявлены в районе с.Поддубов (Львовская обл.), Вербича (Предкарпатье), Кременца, Жолобов, Жуковцов, Вышгородки и др. (рис. II). Вулканические туфы отмечаются в песчано-глинистых отложениях конкского яруса в Черновицкой обл. (нижний сармат). Они описаны Л.Г.Ткачуком и др. (1956).

Все эти данные свидетельствуют о привносе кислой пирокластической и широком развитии туфов кислого состава в отложениях миоцена Предкарпатского прогиба и Восточно-Европейской платформы. Довольно часто они встречаются на территории Польши и Румынии. В морских осадках миоцена польского Предкарпатья туфы установлены в окрестности Кракова и Силезии. В районе Бохни - Тарнув выходы их обнаружены в ряде обнажений. Они залегают в ходеницких слоях (верхняя часть нижнего тортона). Были описаны три выхода туфов в окрестностях Пинчува к северу от Кракова, обнажения в районе с.Кржижановице, Хмельника и Кия (Александрович, Парахоняк, 1956). В первом и последнем туфы залегают среди нижнетортонских осадков, а в районе с.Хмельника - среди верхнетортонских. В с.Кржижановице в мергелях и мергелистых глинах найдены три прослоя пирокластических пород, соответствующих туфам кислого состава. Авторы предполагают, что по времени формирования они отвечают туфам из ходеницких слоев окрестности Бохни.

Бентониты с.Кия (в II км к северу от Пинчува) залегают среди мергелистых глин, сопоставляемыми с барановскими слоями (подгипсовыми), возраст которых отвечает верхней части раннего тортона. Эти бентониты соответствуют одному из прослоев бентонитизированных туфов с.Кржижановице (Александрович, Парахоняк, 1956). Туфы в разрезе верхнего тортона обнаружены в районе с.Прошовиц (рис. II).

В миоцене южной части Свентокшиских гор выявлено несколько прослоев туфов и бентонитов (с.Опока, Богорья). Я.Самсонович (1952) считает, что они возникли за счет вулканического пепла карпатского происхождения. Туфы кислого состава на территории Польши известны среди тех же стратиграфических горизонтов, что и в пределах советской части Предкарпатья и Восточно-Европейской платформы.

В румынской части Предкарпатья в разрезе миоцена встречаются дацитовые туфы, мощность которых не превышает 2-5 м. Они относятся к гельвету. В синклинали Слэник и Дrajна тортон начинается толщей дацитовых туфов с прослоями известковистых глин с большим количеством глобигерин. Максимальной мощности (60 м) эта толща достигает в Пятра-Верде (Слэник-Прахова) и на горе Пьетричау (долина Бysка-Кioждулуй). Наличие глобигерин характерно для нижнетортонских туфов, что отличает их от гельветских, которые обладают к тому же меньшей мощностью (2-3 м).

Толща туфов с глобигеринами имеет региональное распространение на северном крыле синклинали Дrajна. Она прослеживается на расстоянии 27 км, между Бугиле (Вэлени) на западе и Пьетричау (Кioжд) на востоке (Онческу, 1960). Эта толща представляет собой страти-

графический эквивалент туфов и песчаников Рэкишау в горах Вранча и дацитовых туфов (туф Деж) Трансильванской впадины.

Сведения о проявлениях кислого вулканизма в неогене очень обширны. Автором лишь обобщены данные о наиболее характерных горизонтах туфов, которые используются при стратиграфическом расчленении предкарпатского миоцена и могут помочь определить пути и время переноса пеплового материала.

На территории советской части Предкарпатья самым выдержанным и мощным горизонтом являются туфы нижней части тортона. Менее мощные горизонты встречены вблизи подошвы гипсоангидритовой толщи. Сопоставление разрезов туфов нижнего тортона показано на рис. 16.

В заключение следует отметить, что значительная часть сведений о геологическом положении вулканических образований кислого состава в Предкарпатском прогибе нами заимствована у разных исследователей и мы вполне доверительно отнеслись к их данным о стратиграфической позиции туфовых горизонтов, что существенно помогло нам в выявлении основных ритмов извержений.

В отдельных случаях для таких образований определен абсолютный возраст (Фишкин, 1966; Фишкин и др., 1967; Багдасарян, Данилович, 1968; Конечный, Багдасарян, Ваш, 1969 и др.) и подтверждена последовательность формирования вулканических комплексов.

СООТНОШЕНИЕ ФАЦИЙ КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА И ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ КАРПАТ

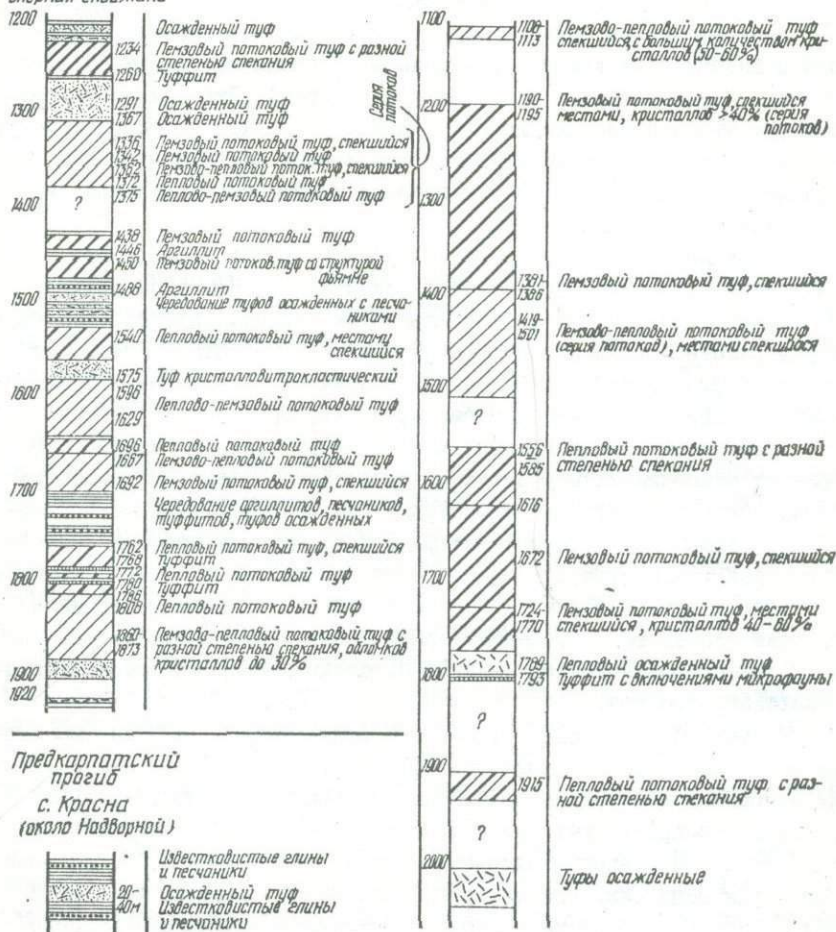
Своеобразие кислых магм и механизма их извержения обусловило образование очень разных вулканических фаций, а длительная эволюция кислого вулканизма (поздний мел – неоген) в Карпатской островной дуге определила ассоциацию их с разнотипными осадочными отложениями Карпатской складчатой области и прилегающих частей Восточно-Европейской платформы. Это позволяет наметить характер структур, расположенных на различном расстоянии от островной дуги Карпат и сосуществовавших в период стадии островной дуги.

Фации, характеризующие положение центров извержений и зон вулканизма (игнимбритовые покровы, экструзивно-эффузивные образования, туфолавы, субвулканические тела и глубинные аналоги), ассоциируют с молассаами и континентальными отложениями поднятых областей (островная дуга), среди которых широко развиты конгломераты и красноцветные толщи. Все магматические образования кислого состава объединены в самостоятельную липарито-дацитовую игнимбрито-пепловую (сюда включены субвулканические и глубинные фации) формацию Карпат (по типу вулканоплутоническую). Составные части ее происходят из близких по условиям генерации кислых магм, уровней. В области островных поднятий и прогибов влияние вулканических про-

Закарпатский прогиб

Даниловская
опорная скважина

скв. Сокирица-1



Предкарпатский
прогиб
с. Красна
(около Наборной)

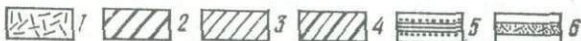


Рис.16. Соотношение мощностей и фаций кислых вулканических образований Закарпатского прогиба (Даниловская опорная скважина, скв.Сокирица-1) и Предкарпатского прогиба. Туфы: 1 - воздушно-осажденные, 2 - пемзовый потоковый, 3 - пемзово-пепловый потоковый, 4 - пепловый потоковый, 5 - чередование аргиллитов и песчаников, 6 - прослои туфзита.

цессов на формирование вулканогенно-осадочных формаций несомненно было большим. Роль вулканических образований в осадочных комплексах зависит от удаленности от центров извержений.

Пепловые фации сильных эксплозий осаждались в разных условиях и ассоциируют как с терригенными отложениями "флишем" (поздний мел - палеоген), так и с молассой (неоген). Это свидетельствует о том, что в период кислого вулканизма к северу от островной дуги Карпат находился флишевый бассейн, а впоследствии прогиба, где накапливалась моласса. Все эти явления характеризуют период сжатия и закрытия океана Тетис.

В позднем мелу пепловые фации установлены в терригенных осадках и известняках Воьлно-Подольской плиты, Польской низменности, Предкарпатья, во флише Складчатых Карпат. Они детально описаны в работе Л.Г.Данилович и М.Б.Рипун (1973). Пеплы формируют прослой туфов, туффитов или являются примесью в осадках, составляя 5-40% ее. Широко развиты диатомиты, опоки, гезы.

В палеогене фации пеплов, удаленные от центров извержений, образуют многочисленные прослой туфов. Максимальная их мощность отмечается в менилитовых отложениях, где широко развиты и роговики. Эруптивные тучи пересекали флишевые седиментационные бассейны поперек (см. рис. 3), что наложило отпечаток на форму и положение туфовых горизонтов и их распространение. По мере завершения эволюции флишевого бассейна и формирования Предкарпатского прогиба удаленные фации пеплов отлагались среди неогеновых моласс Предкарпатского прогиба.

В отмеченных условиях удаленные фации кислого вулканизма входят в состав осадочных формаций (флишевой, молассовой, платформенных отложений морского типа). Они не формируют самостоятельных вулканогенно-кремнистых или туфо-кремнистых (по И.В.Хворовой) формаций из-за небольшого количества тонкой пирокластики, поступавшей в бассейн осадконакопления, располагающиеся севернее островной дуги Карпат. Подобный характер соотношения тонких фаций кислого вулканизма с осадочными комплексами разных генетических типов отмечается для Охотско-Чукотского вулканического пояса, Скалистых гор, многих современных островных дуг Тихоокеанского кольца и других районов кислого вулканизма.

Тонкий пирокластический материал, поступивший из островной дуги Карпат, можно считать источником кремнезема во флишевом, молассовом бассейнах и в платформенном море. Он обусловил образование туфов, туффитов, диатомитов, роговиков и других кремнистых образований.

Вулканические образования можно разделить на две группы фаций: удаленные и фации, характеризующие положение центров извержений. Фа́ция (в данном случае вулканическая) – это комплекс отложений определенного генетического типа (Луцицкий, 1971).

В группе удаленных фаций в нашем случае отмечаются только пирокластические: воздушноосажденные туфы, туффиты и примесь пирокластики в различных терригенных породах (туфопесчаники, туфоаргиллиты). Удаленные фации однородны и однообразны.

Характер фаций, где протекала вулканическая деятельность, более разнообразен. Здесь отмечаются эффузивно-экструзивные генетические типы, их глубинные и пирокластические аналоги. Последние характеризуются многообразием проявления. При одинаковом исходном материале разнообразие вулканических фаций отражает физические условия петрогенезиса и различные тектонические и палеогеографические обстановки. В некоторой степени о глубине остывания породы и типе фаций можно судить по количеству минералов-вкрапленников. Среди пирокластических образований отмечается широкое развитие игнимбритовых образований.

Специфические условия формирования игнимбритовых образований обусловили широкую гамму петрографических разновидностей пород с разными структурно-текстурными особенностями. При наличии полного разреза толщ они могут отражать эволюцию расплава в магматическом очаге – изменение степени кристаллизации, количества летучих, температуры, давления, химических свойств магматического расплава.

Последующие преобразования (степень спекания, деформация, девитрификация, пневматолитическая кристаллизация из газовой фазы) в игнимбритовом потоке при остывании изменяют породу (текстуру, окраску, тип минералобразования, отдельности).

По форме геологических тел в Закарпатском прогибе наиболее распространены отдельные покровы, состоящие из серии потоков (туфы течения), а также туфы, связанные с выпадением пепла и пемзы из

воздуха (туфы отложения), переотложенные образования. Покровы имеют однородное строение, разные мощности (200–400 м), представлены неотсортированным материалом с широким изменением размеров обломков и количественных соотношений. Залегают горизонтально с уменьшением мощности и полным выклиниванием в стороны. Менее распространены игнимбритовые отложения, обогащенные кристаллокластическим материалом (районы Залужа, Сокирниця). Нередко они содержат сильно сплюснутые и вытянутые обломки пемзы. В таком случае обогащение кристаллокластическим материалом на единицу объема в участках сваривания могло происходить за счет деформации ранее крупных включений пемзы. Иногда материал, обогащенный кристаллокластическими включениями, отражает повышенную кристалличность расплава и из-за малой подвижности, видимо, формируются иные по форме тела – неправильные купола или линейно вытянутые валы, протягивающиеся вдоль зон разломов и имеющие большую мощность (Сперанская, 1967).

При изучении разрезов ряда скважин установлено, что отдельные покровы игнимбритовых образований имеют однородное строение и сложены в основном потоками пирокластического материала с различными соотношениями пеплового витрокластического материала (осколки стенок пор пемзы) и включений пемзы, формирование которых связано со специфическим механизмом передвижения из трещин-каналов по поверхности земли. В зависимости от этих соотношений автором выделяются разновидности потоковых туфов (по терминологии Г.Панто), принимая во внимание, что они образовались в основном из магматического расплава нормальной кристалличности (содержание кристаллов 10–20%): 1) пепловые без включений пемзы или содержащие редкие обособленные включения ее; 2) пеплово-пемзовые и пемзово-пепловые с содержанием включений пемзы 20–50%; 3) пемзовые с содержанием обломков пемзы более 50%.

Самые распространенные-переходные разновидности потоковых туфов с различной степенью спекания – вплоть до интенсивного сваривания с образованием псевдотуфолов. Явления, связанные с остыванием покровов и кристаллизацией в газовую фазу, обусловили широкое развитие вторичных изменений как площадного, так и локального характера. Среди потоковых туфов встречаются излившиеся под водой – так называемые долные потоки туфов. Они обнаружены Г.Панто в горах Токай и автором – в низах новоселицкой свиты. Часто встречаются пизолитовые туфы, которые рядом исследователей относятся к пизолитовой фации. Эта фация формируется в наземных условиях при взрывном типе вулканической деятельности, на небольшом удалении от центров извержений с выделением большого количества вулканической пыли и водяных паров (Ляхович, 1956; Ритман, 1964; Коротеев, Мельникова, 1968). Учитывая механизм образования пизолитов, можно счи-

тать, что накопление вулканических толщ, ассоциирующих с пизолитовой фацией, происходило в наземных условиях вблизи от вулканических аппаратов с интенсивной эксплозивной деятельностью (район Берегово - Бегань).

В ассоциации с эффузивно-экструзивными образованиями (липаритами, дацитами, перлитами, обсидианами) широко развиты туфолавы с различным структурно-текстурным строением.

Вулканические образования кислого состава, встречающиеся в отложениях позднемелового возраста Внешних Карпат и прилегающих районов, представлены в основном удаленными фациями пепловых туфов, туффитов, большей частью превращенных в бентонит. Они состоят из тонких прослоев, линз и имеют светлую окраску. Породы эти сложены в основном монтмориллонитом, сформировавшимся при замещении кислого вулканического стекла пеплов, которые длительное время не были прикрыты осадком и вступали в реакцию с морской водой. Осколки вулканического стекла сохраняются опорадически. Они найдены в бентонитовых глинах с.Коропца, скв.Жабье-13 (показатель преломления стекла - 1,492-1,497 до 1,502, что отвечает содержанию кремнекислоты до 70-72%), в туфах Влашовей, Новин, Лядня, Козловки и др. (см. табл.2).

Изучение минералогического состава различных фракций кислых туфов позволяет отчетливо выделить минералы вулканического происхождения - кварц, плагиоклаз (35-42), нередко зонального строения, санидин, апатит, идиоморфный циркон, биотит, пироксены, роговую обманку, ильменит, магнетит и проч. Вокруг отдельных осколков циркона встречались оторочки вулканического изотропного кислого стекла (Данилович, Рипун, 1973). Пирокластический материал имеет незначительные размеры - не превышающие 0,01 мм. Характеристика минералов приведена в табл.2.

В пределах внутрикарпатской области магматические образования позднемелового возраста установлены на территории Венгрии и Румынии. В Словакии к позднему мелу отнесены интрузии гемеридных гранитов (Кантор, 1957). В Венгрии это иттибритовые образования г.Бюкк, в Румынии - вулcano-плутонический комплекс, включающий различные изверженные породы: андезиты, серии дацитов и риолитов, субвулканические образования, интрузивные тела диоритов, микродиоритов, гранодиорит-порфиров, гранодиоритов, гранофиров, микрогранитов и гранитов (Чиофлик и др., 1973). Д.Джуске (1950) отмечал преобладание в этом комплексе риолитов, которые составляют более 70% массива Вледяса и имеют различную структуру и текстуру. В настоящее время эти комплексы отнесены к иттибритовой формации (верхний мел). Поскольку вязкая кислая лава, как бы она ни была

насыщена летучими, не может образовывать горизонтальных покровов на огромной площади, можно было предполагать, что здесь развиты итгнимбритовые покровы. Описание состава пород приводят Джушке, 1950; Онческу, 1960; В.П.Костюк, 1961, и др. Мы остановимся на нем очень кратко, чтобы сравнить минеральные парагенезисы удаленных фаций и образований, характеризующих районы развития кислого магматизма; последний мог быть источником пирокластического материала в удаленные бассейны осадконакопления.

Риолиты характеризуются различной структурой и текстурой основной массы: флюидной, сферолитовой, голокристаллической, микрокристаллической и другими. Во вкрапленниках отмечается кварц, плагиоклаз (№ 14-37), ортоклаз (санидин), биотит, амфибол, гематит, циркон в таком соотношении (%): кварца 3-9, ортоклаза 2-3, плагиоклаза 2-7, биотита 2-5, пирита 0,2, основной массы - 75-90. Вторичные новообразования представлены хлоритом, серицитом, кальцитом, мусковитом и гематитом (по биотиту), цеолитами.

В составе дацитов отмечаются такие минералы (в %): кварц 6-7, плагиоклаз (№ 39-45) 30-37, биотит 1,4-6, роговая обманка 3,8-6, основная масса первичных образований составляет 45-50, вторичные образования - кальцит, серицит, альбит.

В этом комплексе широко представлены субвулканическая гипабиссальная и жильная фации - гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, граниты и гранодиориты, микрограниты и пегматиты, апофизы и жилы более основных пород (аккумуляция кристаллов при фракционной кристаллизации магмы). В составе их отмечаются близкие минеральные парагенезисы: в гранодиоритах появляется роговая обманка, уменьшается количество кварца до 21-23, ортоклаза до 12-16%, увеличивается основность плагиоклаза до № 20-27. В диоритах исчезает кварц: ортоклаз отмечается только в основной массе, значительно повышается основность плагиоклаза. Количество кристаллов и их соотношение зависят от условий остывания породы.

Детальное исследование гемеридных гранитов, проведенное Я.Каменицким и Л.Каменицким (1955), показало, что они имеют близкий состав, отличаются только структурой. Это связано с условиями застывания магмы, размером тел. Среди пород преобладают биотитовые и двуслюдяные граниты, имеющие тенденцию к порфировому развитию. Главные минералы: кварц (23-32%), калиевый полевой шпат (33-45%), олигоклаз-альбит (18-25%), биотит (2-5%), в двуслюдяных разновидностях - мусковит (0,5-5%). Менее распространены гранит-порфиры, лейкократовые граниты и плаггиограниты. Жильные разновидности представлены аплитом и плаггиоаптитом. Отмечаются такие ассоциации минералов: кварц, ортоклаз-пертит, микроклин, плагиоклаз, биотит, мусковит, апатит, рутил, циркон, ортит, магнетит. Вторичные мине-

ралы: серицит, каолин, бауэрит, лимонит, лейкоксен, рутил, цизит, альбит.

Среди палеогеновых отложений на нашей территории развиты в основном удаленные фации туфов и туффитов кислого состава. Это плотно сцементированные породы светлой окраски, нередко превращенные в бентонит. По агрегатному состоянию чаще всего развиты пепловые витрокластические, реже кристалловитрокластические туфы. Большинство исследователей связывают происхождение тонких пепловых туфов с удаленными субаэральными взрывами, переносом материала по воздуху с выпаданием пепла из эруптивных туч, что подтверждается систематическим отложением прослоев пирокластики в условиях спокойной седиментации во флишевом бассейне. Остроугольные обломки кристаллов и частиц вулканического стекла, сохранившиеся остатки кристаллов с коррозионной поверхностью (коррозия указывает на то, что вкрапленники не были равновесны с остаточным расплавом), наличие обломков кристаллов в окружении вулканического стекла кислого состава — все это не оставляет сомнения в вулканическом происхождении пеплов, даже в случае полного замещения их монтмориллонитом и превращения в бентонит. Очень маленькие размеры обломков (вулканическая пыль) главных составных частей туфа, частое отсутствие тяжелых минералов или их незначительное количество, малые мощности прослоев свидетельствуют о том, что центры извержений находились на значительном расстоянии. Т. Визер (1963) отмечает, что продукты вулканического взрыва транспортировались по воздуху довольно далеко. Фрагменты кристаллов вулканического происхождения: кварц, плагиоклаз, циркон, биотит, редко эгирин, амфибол, ильменит, апатит. Появление щелочных феррических минералов (натриевых метасиликатов) вовсе не свидетельствует о щелочном характере магмы. Порода такого типа имеет обычно кислый состав (SiO_2 68%) и в них постоянно не хватает алюминия, чтобы связать все щелочи в полевых шпатах. В нормативном составе это ведет к появлению акмита (эгирина) в эффузивных кислых породах. В щелочных же породах отмечается нехватка кремнезема и глинозема:



а также обязательное наличие фельдшпатовидов и слюд, связывающих щелочи. Избыток их входит в рибекит или эгирин. Из-за недостатка кремнезема не все щелочи входят в полевой шпат, и образуется нефелин или лейцит. Поэтому следует предостеречь отдельных исследователей, которые ошибочно относят породы к щелочным разновидностям только по наличию эгирина или акмита.

Наличие кислого стекла во всех туфовых прослоях палеогена, специфические минеральные парагенезисы, химизм туфов — все это сви-

Химический состав

Номер образца, порода, местонахождение	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
Обр. 4-кв, р. Чечва	69,95	0,27	15,35	0,30	0,43	-
Обр. I-кв, р. Прут (из коллекции И.И. Курильца)	67,96	0,45	12,50	2,10	0,44	0,07
Обр. 8-кв, р. Чечва	72,51	0,22	11,45	2,11	0,35	0,05
Туф, р. Чечва (Вялов и др., 1951)	70,02	0,70	10,74	2,92	-	0,02
с. Вел. Березной (Даныш, 1969)	70,59	0,27	7,01	4,0	1,3	0,11
То же	73,82	0,45	8,53	6,54	-	-
р. Рипень (Досин, 1964)	70,16	0,15	12,41	2,09	-	-
Обр. Д-3602, Болгария (Иванов и др., 1969)	70,10	0,28	14,42	2,26	0,50	0,04
Обр. Д-426, Болгария (Иванов и др., 1969)	70,44	0,28	13,18	1,55	0,64	0,09

детельствует о киоллом и липарито-дацитовом составе магм (табл. 7). Автором изучался петрографический и минералогический состав туфовых прослоев в разрезе палеогена по р. Чечве и Пруту из скважин площади Ольховка, Спас, Рипное, Струтынъ, Уличное, Борислав и др., а также образцы и шлифы палеогеновых туфов из коллекции Г. Досина, М. Б. Рипун, О. Ф. Ткаченко.

Все породы сложены воздушно-осажденным пепловым материалом (без следов перемыва), перенесенным из удаленных источников извержений. Пепловые частицы — осколки стекла, стенки волокнистой и пузырьчатой пемзы — достигают от 0,01–0,03 до 0,1 мм и составляют 85–95% породы. Осколки кристаллов представлены кварцем, плагиоклазом (№ 25–42), биотитом, цирконом, апатитом, встречаются санидин, роговая обманка, рудный минерал (магнетит). Стекло нередко замещено монтмориллонитом. Бентонитизация идет в пределах контуров рогулек стекла. Хорошо видна реликтовая пепловая структура. Размеры пирокластики увеличиваются в туфовом прослое по р. Рипень (0,25–0,5 мм).

Примесь терригенного материала незначительна даже в тонких прослоях туфа, и поэтому при замещении образуются чистые бентониты светлой окраски. Под микроскопом они высоко гомогенны. Расположение чешуек монтмориллонита и контуры их агрегатов (реликтовые пепловые структуры) свидетельствуют о замещении вулканического стекла. Монтмориллонит составляет 95% (50–95%).

Таблица 7

кислых туфов палеогена, вес. %

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	P_2O_5	CO_2	SO_2	Сумма
-	1,0	2,67	3,53	3,74	2,93	-	-	-	100,17
0,75	1,85	1,43	3,64	4,57	4,62	-	-	-	100,38
0,36	0,87	2,68	3,59	1,97	3,69	-	-	-	99,85
1,38	1,80	3,60	1,68	2,60	-	-	-	5,48	100,44
0,74	0,28	2,24	2,22	-	-	0,006	-	-	-
1,25	0,49	-	-	-	-	-	-	-	-
0,49	2,25	5,48	-	2,60	-	0,21	-	-	100,44
0,55	2,04	3,50	5,28	0,22	-	0,11	0,76	-	100,02
0,60	1,97	3,95	4,02	0,36	-	0,12	2,94	-	100,14

В.Сикора и Т.Визер (1959) проводили детальные исследования бентонитов и установили наличие чисто кальциевых и обогащенных натрием разновидностей монтмориллонитов (показатели преломления соответственно $n_g = 1,532$, $n_p = 1,510$ и $n_g = 1,518$, $n_p = 1,498$).

Обломки кристаллов (плагноклаза, гидротизированного биотита, гематита, ильменита, апатита, циркона) составляют 1-1,5%. Апатит и циркон имеют характерную кристаллографическую форму. Диагенетические минералы - кальцит, пирит. Местами в основании прослоев бентонита или туфа отмечается скопление биотита (Сикора, Визер, Житко и др., 1959; Вадас, 1964). Несомненно, что происхождение кремнистых осадков (яшмы, менилитов, диатомитов) прямо или косвенно связано с привнесом SiO_2 , осаждением и преобразованием кислой пирокластике. Все туфовые прослои в разрезе палеогена хорошо сопоставляются между собой по минералогическому составу, морфологии минералов, например циркона; петрографически они представлены пепловыми витрокластическими, реже кристалловитрокластическими туфами и туффитами. Очень близок химический состав туфов (табл. 7), что может свидетельствовать о единых источниках магмы и периодических возобновлениях вулканической деятельности.

Мы предполагаем, что источниками пеплов могли быть извержения в массиве Родоп. Сравнивая химические составы этих пород из разных районов (табл. 7), видим, что для многих характерна повышенная щелочность (сумма щелочей 5-6%), преобладание K_2O над Na_2O . Минеральные ассоциации их тоже близки (Иванов, 1963; Иванов и др., 1969).

Нижнемиоценовые кислые вулканические образования наиболее широко распространены на территории Венгрии и Словакии. Это нижние риолитовые туфы, образующие потоки и покровы потоковых спекшихся и воздушно-осажденных туфов липарито-дацитового состава. Пепловые туфы и туффиты Словакии фациально дополняют комплекс потоковых туфов, характеризующих зоны развития кислого вулканизма в нижнем миоцене. Обломки кристаллов составляют 10-15% - это калишпат, плагиоклаз, биотит и кварц. Видимо, с такими извержениями связаны прослой пепловых туфов в гелльете Предкарпатъя.

Нижнетортонские кислые вулканические образования широко развиты в Закарпатском прогибе и меньше - в Предкарпатском, где они слагают маломощные прослой воздушно-осажденных туфов и туффитов (см. рис. 16). В Закарпатском прогибе мощность их более 1000 м и представлены разными породами. Так, в нижней части разреза скв. Данилово-1 (1837-1808 м) развиты игнимбритовые образования - пемзово-пепловые потоковые туфы со структурой фьямме (фото 2, 3, см. вклейку). Включения пемзы волокнистого строения ориентированы субпараллельно. Они растянуты, сплющены и деформированы в пластическом состоянии. Поровые пустоты частично или полностью исчезают, стекло гомогенизируется, часть обломков сохраняет изотермическую форму, но сплющивается (линзы, лепешки). Вторичные замещения в контурах включений пемзы (гидрослюда, кварц) подчеркивают ее волокнистое строение.

При пневматолитической переработке включения пемзы замещены вторичным плагиоклазом и минералами SiO_2 - кварцем, кристобалитом. Обломки кристаллов составляют 5-30%. Среди них наблюдаются кварц, биотит, плагиоклаз (№ 24-43), циркон, апатит, магнетит. Биотит сильно деформирован, разорван, изогнут, местами пережат между кристаллами плагиоклаза, повторяя их контуры, изменяет цвет до коричневого, нередко замещается магнетитом. Выше по разрезу (скв. Данилово-1, Сокирница-1, 2, 3) чередуются толщи потоковых туфов пемзовых и пепловых с различной степенью спекания и редкими прослоями пепловых воздушно-осажденных туфов и туффитов, нередко содержащих микрофауну мелких фораминифер (отложение в водном бассейне).

Мощная толща туфов сформирована в результате ряда вспышек и затуханий вулканической деятельности (периоды покоя, видимо, сопровождались кристаллизацией магматического расплава в очаге). Такие грубораскристаллизованные гранитные магмы при новых вспышках вулканической деятельности образуют разновидности туфа, богатые кристаллами (кристаллические граноигнимбриты, по Сперанской, 1967). Они часто встречаются в отложениях новоселицкой свиты (пл. Залуж, скв. Иршава-2, Сокирница-1, 2, 3). Среди закарпатских граноигнимбри-

тов найдены разновидности, в которых объем кристаллокластического материала составляет более 60–80% породы. В составе кристаллов отмечается кварц и плагиоклаз, иногда редкие чешуйки биотита со следами деформации. Связующей массы в таких туфах очень мало. Это витрокластический материал с размером частиц не более десятых долей миллиметра. Сваривания или спекания не наблюдается.

Среди потоковых туфов найдены все разновидности: от пепловых до пемзовых. Пемзовые имеют различную степень спекания – от умеренной до сильной. Они сложены включениями пемзы волокнистого строения (трубчатое вздутие при вскипании магмы), ориентированными в разные стороны. Размер включений 2–4, реже 6–8 мм. Они составляют 60–70% породы. Некоторые пемзовые включения имеют вид фьямме и содержат вкрапленники кварца и плагиоклаза. Наблюдаются изгибы пемзовых включений, пластическая деформация, растягивание и обтекание кристаллов-обломков. Связующая масса раскристаллизована, микрофельзитовая, однако участками сохраняются рогульчатые осколки овежего стекла.

Текстура обычно литоидная, хаотическая (отсутствие слоистости), есть линзовидные скопления и полосы отдельных обломков, образованных локальными ламинарными потоками внутри лавины во время перемещения. Материал неотсортирован, связи между длиной обломков и расстоянием от центра извержений не наблюдается. Часто встречаются эвтакситовые текстуры* (обломки и связующая масса имеют различные окраски). Обломки пемзы при сваривании темнеют. Если же включения фьямме (стекло) окрашены в черный цвет – текстура называется пиперно (фото 4, см. вклейку).

Отмечается большое разнообразие структур потоковых туфов: микроэвтакситовые – выражены изгибом частиц стекла или биотита в пластическом состоянии около кристаллов; витрокластические – когда порода состоит из осколков стекла, обломков стенок пузырьков пемзы, обломков пемзы различных окрасок. Хорошо сохраняется эта структура в верхних частях потока пепловых туфов, менее заметна в спекшихся участках (до полного исчезновения). Встречаются аксиолитовая и сферолитовая структуры, где волокна вторичного полевого шпата или цеолита ориентированы перпендикулярно к контуру обломка и направлены радиально к внутренней части. Уменьшение количества обломков пемзы ведет к появлению переходных разновидностей пеплово-пемзовых и пемзово-пепловых потоков туфов и чисто пепловых (обнажения сс.Нересницы, Ганичей, Новоселицы). Количество пемзового

* Эвтакситовые текстуры, по Левинсон-Лессингу (1949), образуются при полосообразном чередовании двух неоднородных стекловатых пород.

материала определяет пористое пространство, от которого зависит мощность потока после литификации. Обычно, если поры составляют 60%, мощность первоначального потока уменьшается при охлаждении и затвердевании в сваренном туфе наполовину (Росс, Смит, 1963). Пористость уменьшается до 20-25% в зонах максимальной деформации.

В пеллово-пемзовых туфах отмечаются признаки течения, выраженные прерывистыми участками, полосами скопления лапилей и глыб пемзы в тонкообломочной массе потока. Пемза с исчезновением пор снижается, что ведет к появлению текстурного рисунка, который можно принять за линии течения. Если до сваривания длина обломка пемзы была в два-три раза больше ширины, а форма близка к изометрической, то после сваривания вытянутость в 20-60 раз превышала наименьшее сечение. Степень спекания зависит от температуры, количества и состава летучих, состава магмы, литостатической нагрузки, скорости охлаждения. Первых три фактора контролируют вязкость расплава. Давление нагрузки и вязкость влияют на скорость исчезновения поровых пустот, что является мерой степени спекания. В древних и раскристаллизованных породах критерием степени сваривания являются видимые деформации пемзовых обломков, уничтожение витрокластической и пористой структур, а также раскристаллизация.

Можно наметить начальное сваривание (склеивание, сцепление) частиц, полное сваривание поверхностей контактирующих обломков, сопровождающихся деформацией их и уничтожением поровых пустот, и конечное - гомогенизация и потемнение стекла. На основании того, что порода бедна крапленниками, предполагается, что температура массы была высокой. Возможно, материал образовывался из горячей и сухой магмы. Стекловатая часть пеллового потока составляет 80-90%. Размер пелловых частиц: грубого пелла 0,25-4, тонкого меньше 0,25 и вулканической пыли меньше 0,05 мм. Хрупкие осколки стенок пор в форме полумесяца не изменяют своих очертаний при течении и отложении. Это отличает пелловые потоковые туфы от воздушно-осажденных, у которых острые концы сломаны при падении.

В потоковом туфе материал не отсортирован, для него характерно сваривание и расстеклование. Форма обломков обусловлена характером вспенивания стекла (трубчатого и сферического). Для стекла с грубосферическими пузырьками характерны искривленные обломки стенок пор в форме полумесяца и сложные обломки с несколькими пузырьками, когда образуются осколки с тремя заостренными вершинами. Пеллы - продукт самостоятельных, более сильных эксплозий того же ритма извержений, образующие как удаленные воздушно-осажденные фации, так и потоковые пелловые туфы вблизи центров извержений.

Удаленные пелловые фации широко развиты в Предкарпатском прогибе, где они представлены разновидностями тонких вулканических

пеплов, часто бентонитизированных или карбонатизированных, туффи-тов, туфопесчаников, бентонитов. Анализ опубликованных данных о петрографическом составе туфов, а также изучение шлифов показало, что туфы из различных районов сложены более или менее одинаковым вулканическим материалом: изотропным стеклом — осколки близких формы и состава (показатель преломления стекла $1,480-1,504$) и обломки кристаллов, которые характерны для магм кислого состава (липаритовых и дацитовых). Кислый состав туфов подтверждается многочисленными анализами химического состава и петрохимическими данными (табл.8).

Обломки стекла в нижнетортонских туфах имеют угловатую и серповидную форму. В них отмечаются включения рудной пыли и микролиты плагиоклаза и кварца. Минералы вулканического происхождения сохраняют черты идиоморфизма, свежесть и содержат включения, захваченные при росте из расплава. Среди них находятся кварц, плагиоклаз, биотит, апатит, роговая обманка, а также акцессорные минералы — циркон, ильменит, магнетит, пироксен (редко акмит), рутил, турмалин (Кореневский, 1954; Ткачук и др., 1958; Ткаченко, 1959). Туфы встречаются в свежем состоянии или замещены монтмориллонитом, при этом нередко сохраняются реликтовые очертания осколков стекла.

Можно отметить незначительную примесь терригенного материала в пепловых туфах. Большинство исследователей связывают происхождение туфовых горизонтов Предкарпатья с вулканизмом в пределах внутрикарпатской области, что, по-видимому, соответствует действительности. При извержениях кислых магм тончайший пепел, поднимающийся при эксплозиях на большую высоту, подхватывается ветрами и разносится на расстояние сотен, иногда и тысяч километров (Лучицкий, 1971). Мощность осажженных пеплов зависит от удаления от источника питания, а также от положения области седиментации относительно полосы падения пепла (см.рис.3). Мощность прослоев увеличивается при наложении последующих порций пепла, выпадающего в результате часто повторяющихся эксплозий. Пепловый материал легко преобразуется, обычно переходит в бентонит с выносом кремнезема, связанного с разложением вулканического стекла или замещается карбонатами и цеолитами. Бентониты (названные Найтином в 1899 г. по серии Форт-Бентон в США) состоят в основном из монтмориллонита.

По верхнетортонским горизонтам туфов можно определить несколько кратковременных всплесков вулканической деятельности. Эти образования широко развиты в Солотвинской впадине; мощность их уменьшается в западном направлении на территории Мукачевской впадины. По южному краю Солотвинской впадины развиты итчимбритовые образования — потоковые туфы различной степени сваривания (скв. 21,25 площади Тересва). Ближе к центру и северному краю находят-

Химический состав кислых
Предкарпатья

Номер образца, порода, местонахождение	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
с.Перемышляны (Ткачук и др., 1958)	62,33	0,32	14,80	4,76	0,14
Скв.Залуж-20, глубина 1963 м	69,36	0,39	14,30	2,57	1,48
Скв.Данилово-I, глубина 1916 м	67,58	0,15	12,91	3,81	0,86
Скв.Сокирница-I, глубина 1748 м	68,49	0,29	13,17	2,42	1,05
Скв.Сокирница-I, глубина 1192-1195 м	67,41	0,32	12,75	1,34	1,67
Румыния (Сагатовичи, 1967)	65,75	0,50	16,58	3,40	0,90
Румыния (Пельц и др., 1967)	70,66	0,29	13,40	1,51	0,68

ся воздушно-осажденные туфы различных структур и агрегатных составов.

Среди потоковых туфов различаются пемзовые (включения обломков волокнистой пемзы составляют до 70%, размер 5-10 мм) и пемзово-пепловые с размерами включений пемзы в виде фьямме 3-10 см. Последние замещаются хлоритом или гидрослюдой. Встречаются обломки дацитов и аргиллитов. Среди минералов преобладают кварц, плагиоклаз (№ 35-40), найдены также санидин, циркон, апатит, магнетит и обилие биотита, реже встречается роговая обманка. Размеры их не превышают 5 мм.

Толщи воздушно-осажденных туфов (скв.Тячево-6) имеют закономерное строение. В нижней части горизонта туфы обогащены кристаллами (50-70% объема породы) и обломками пемзы. В последней наблюдается сжатие, поровое пространство уничтожено, вероятно обломки пемзы находились еще в пластичном состоянии при выдувании из каналов-трещин (скв.Тячево-6, интервал 970-941 м). Выше прослеживаются пепловые туфы с включениями пемзы (интервал 940-913 м). Включения составляют 3-5%. Еще выше по разрезу увеличивается пепловый материал (интервал 897-887 м), уменьшаются размер и количество кристаллов. Широко развиты вторичные процессы замещения в обломках пемзы, в фемических минералах и связующей массе. Среди новообразований отмечаются кварц, адуляр, цеолиты, кальцит, хлорит, пирит, гидрослюда, гидрокислы железа. Аналогично строение и вышележащих горизонтов туфов (648-674, 503-430, 346-410 м). Состав и строение их, размер обломочного материала и его характер свидетельствуют о близком расположении центров из-

Т а б л и ц а 8

туфов отложений нижнего тортон
и Закарпатья, вес.%

MnO	CaO	MgO	H ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	П.п.п.	H ₂ O ⁻	Сумма
0,05	2,20	0,44	1,72	1,30	3,80	8,51	0,08	100,62
0,05	1,84	0,88	3,64	2,10	3,14	-	0,55	100,2
0,10	4,38	0,64	1,44	3,72	3,81	-	0,23	99,63
-	3,14	1,10	2,46	3,72	2,75	-	1,01	99,80
0,12	3,77	0,58	3,80	3,22	4,67	-	0,84	100,40
0,03	3,15	0,73	2,30	2,91	2,98	-	0,62	99,95
-	1,05	0,12	4,83	1,43	5,88	-	0,14	99,99

вержений, а участки, обогащенные кристаллами, указывают на недалекое выдувание пирокластического материала из каналов-трещин в горячем состоянии.

Аналоги верхнетортонских туфовых горизонтов известны в разрезе верхнего тортон Предкарпатского прогиба и Восточно-Европейской платформы. Среди них отмечаются туфы, туффиты и бентониты (см. рис. II). Среди туфов можно выделить пепловые с размером обломков вулканического стекла до 0,01 мм и витрокластические пемзовые с размером пемзы до 2, в среднем 0,3-0,6 мм (район Немирова, шлиф из коллекции М.Д. Рипун). В туффитах содержится более 50% примеси терригенного материала. Пирокластика представлена обломками вулканического стекла, плагиоклаза, биотита, кварца, апатита, циркона. Размеры ее уменьшаются от низов к верхней части прослоев, что свидетельствует о постепенном угасании извержений и дифференцированном осаждении материала из эруптивных туч. Бентониты сложены монтмориллонитом, примесь обломков кристаллов незначительна (до 1%). Они представлены повсеместно кварцем, плагиоклазом, биотитом, ильменитом, цирконом, апатитом, роговой обманкой (Гофштейн, Рипун, 1968).

При замещении монтмориллонитом и карбонатом нередко сохраняется реликтовая витрокластическая структура туфа. В легкой фракции вулканическое стекло составляет 95-96%, кроме него отмечаются кварц, плагиоклаз. В тяжелой фракции и микроскопически можно наблюдать биотит, циркон, роговую обманку, изредка пироксен, магнетит, ильменит, апатит (Ткачук и др., 1958; Лукин, 1958; Гофштейн, Рипун, 1968,

и др.). Иногда встречается акмит (сс. Баламутовка, Борки Великие, Угерское). Очень характерны идиоморфные кристаллы циркона, нередко с каймой вулканического стекла кислого состава.

В отдельных случаях прослеживается обогащение туфовых прослоев кристаллами (район Ивано-Франковска), что позволяет выделять кристаллокластические разновидности туфов (Ткачук и др., 1958). Последние могут соответствовать нижним частям верхнетортонских горизонтов туфов Солотвинской впадины. В других случаях они состоят из пемзовых обломков (до 75%) значительных размеров (до 2 мм, район Немирова). Характерно, что в туфах пород верхнего тортон Предкарпатья и Закарпатья находится калишпат (санидин).

Химические свойства пород (табл. 9) свидетельствуют о том, что удаленные фации туфов и туффитов тождественны по составу развитым в Закарпатье фациям, характеризующим положение центров извержений. Они имеют липаритовый и липарито-дацитовый составы, общие минеральные ассоциации, присущие породам кислого состава. Это обстоятельство, а также близкий их возраст свидетельствуют об общем магматическом источнике, поставляющем пирокластический материал.

Сарматские толщи мощностью свыше 800 м широко развиты в западной части Закарпатского прогиба - Слобода - Добронь - Бегань - Берегово - Виноградово. К северу и востоку мощность их значительно уменьшается. Основное место в них занимает игнимбритовые покровы, меньше эффузивно-экструзивные тела, туфолавы и воздушно-осажденные туфы.

Эффузивно-экструзивные образования включают три генетические группы пород: лавовую, купольных брекчий и туфолав. Эти группы содержат однотипные ассоциации вкрапленников; основная масса представлена перлитовым, витрофировым, фельзитовым стеклом. При тождественном химическом составе разница в минералогическом обусловлена термодинамическими условиями формирования массивов, в частности, глубиной, концентрацией летучих и температурой. Стекловатая часть породы темно-серой или черной окраски (массив Ардов, Пеликан) и имеет нередко перлитовое строение (табл. 10). Каслинизированные разности приобретают беловатый, розоватый и фиолетовый оттенки. Стекло содержит многочисленные кристаллиты плагиоклаза (олигоклаз-андезит), содержание которого изменяется от 2 до 3%.

Судя по химическому и нормативному составам, стекловатые породы относятся к липаритовому и липарито-дацитовому типам. В ряде массивов края их сложены крупнопористой породой. Туфолавы развиты в краевой части, нередко содержат крупные включения пемзовидного стекла (г. Ардов). Размер пор варьирует от 0,1 до 30 мм. Пóry составляют от 10 до 20-30% объема породы. Объем пор пемзы превышает 35%; содержание кристаллов не больше 2%; объемный вес породы менее 1,4 (Перлаки и др., 1961). Как для пористых, так и для мас-

сивных стекол характерна перлитовая структура. Пористым перлитам присущи сферолитовый тип раскристаллизации и наличие микролитов плагиоклаза, фиксирующих флюидальность породы. При увеличении вязкости расплава микролитовая кристаллизация сменялась кристаллитовой и сферолитовой.

Нередко с перлитами ассоциирует обсидиан. Оба они являются продуктами гидратации первичного вулканического стекла обсидианового типа (обсидиан — это вулканическое стекло, содержащее менее 1% воды, перлит — все вулканические стекла, содержащие более 1% воды и обладающие характерной концентрической отдельностью).

Длительный процесс остывания стекла обусловил кристаллизацию и образование характерных структур в липаритах и липарито-дацитах: фельзитовой и сферилитовой. Для фельзитовых пород присущи наличие микролитов и полос с фельзитовым строением. Фельзитовый агрегат состоит из точечных выделений щелочного полевого шпата и кристобалита, а полосы с пористой текстурой отличаются наличием кристобалита, реже тридимита. Фельзитовое вещество или имеет форму сферолита, или окаймляет поровое пространство. Сферолитовая структура характеризуется формой полного сферолита с радиально-лучистым строением. От ядра отходят длинные тонкие волокна, плотно прилегающие друг к другу. Они состоят из калий-натриевого полевого шпата и тридимита или кристобалита (Наседкин, 1963). В отдельных сферолитах наблюдается зональность в окраске — края бесцветные, середина фиолетовая, светло-коричневая или коричневато-фиолетовая. Строение зонально-чешуйчато-лучистое. В отличие от фельзитов, в липаритах четко выделены отдельные минеральные индивиды: биотит, роговая обманка, кварц, плагиоклаз (№ 38-40), редко санидин, гиперстен. Аксессуары представлены цирконом, апатитом, сфеном, ильменитом, корундом.

Игнимбритовые образования формируют покровы, состоящие из серии потоков туфа. Степень спекания их различна. Распределение спекания и строение толщ можно проследить в ряде скважин по линии Берегово — Бегань.

С к в а ж и н а № 36 (сверху вниз):*

пепловый потоковый туф — 10 м

пеплово-пемзовый потоковый туф слабо спекшийся — 50 м

пемзово-пепловый потоковый туф сильно сваренный — 20 м

пемзовый поток спекшийся — 17 м

туф пемзовый рыхлый — 10 м

спекшийся пепловый потоковый туф 30 м

С к в а ж и н а № 31, 29:**

пепловый потоковый туф слабо спекшийся — 80-110 м

*указана мощность .

**указаны интервалы.

Химический состав кислых туфов

Номер образца, порода, местонахождение	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
с. Баламутовка (Лукин, 1958)	68,89	сл.	14,69	1,90	0,43	0,02
р. Пистынка (Корневский, 1954)	68,62	0,26	13,87	2,81	0,82	0,03
с. Бильче (Корневский, 1954)	68,07	0,27	13,29	0,52	1,75	0,04
с. Филиповцы (Ткачук и др., 1958)	64,08	0,46	10,69	4,92	0,14	0,02
район Иршавы (Костик, 1961)	65,54	0,07	10,13	3,95	0,18	0,04
район Бурштина (Костик, 1961)	69,50	0,49	8,76	3,71	0,76	0,07
скв. 6, пл. Тячево, глуби- на 948 м	62,42	0,43	10,15	6,20	2,74	0,14
То же, 899-891 м	71,45	0,27	10,49	2,08	1,29	0,12
" " , 665 м	59,07	0,58	14,57	5,40	4,35	0,18
" " , 484 м	70,38	0,29	13,86	0,31	1,22	0,05
" " , 472 м	69,94	0,21	12,68	1,99	0,65	0,12
" " , 392 м	66,26	0,37	14,99	1,55	2,58	0,13
" " , 372 м	72,64	0,17	11,05	1,96	0,86	0,10

пеплово-пемзовый сильно сваренный потоковый туф - IIО-232 м

пемзово-пепловый сваренный потоковый туф - 232-268 м

пемзово-пепловый сваренный потоковый туф - 268-306 м.

С к в а ж и н а № 397:*

перлит (западная часть Косинского массива липарито-дацитов) - I7 м

пепловый потоковый туф со спеканием в середине потока - 43 м

пеплово-пемзовый различно спекшийся потоковый туф - 55 м

пепловый потоковый туф местами спекшийся - 40 м

пепловый потоковый туф с включениями пемзы, спекшийся - 20 м

несколько потоков пемзово-пепловых и пеплово-пемзовых с различной степенью спекания, местами интенсивно сваренных до псевдотуфолав (отмечается флюидалность) - I60 м

потоковый туф интенсивно спекшийся - 40 м.

* Указана мощность.

Т а б л и ц а 9

верхнего горизонта Предкарпатья и Закарпатья, вес. %

MgO	CaO	Na ₂ O	H ₂ O	H ₂ O ⁺	П.п.п.	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	Сумма
0,91	0,91	3,2	2,42	0,85	5,52	-	0,04	-
1,30	2,02	2,1	1,61	1,61	-	-	-	100,0
0,47	1,91	3,34	1,94	8,05	-	-	0,13	99,84
2,45	1,94	0,63	1,08	6,95	6,50	-	0,02	99,88
0,55	1,59	4,29	0,96	6,08	-	6,07	-	99,45
0,53	1,36	6,43	0,89	7,34	-	0,46	-	100,44
1,55	5,64	4,10	1,90	3,92	-	0,66	-	100,40
0,66	1,60	3,69	4,80	3,19	-	0,62	-	100,49
2,15	4,93	4,88	0,70	2,66	-	0,56	-	100,36
0,61	1,63	4,29	1,95	3,74	-	1,28	-	100,11
0,60	1,76	3,92	3,18	4,10	-	1,20	-	100,35
0,94	3,10	3,73	3,60	2,39	-	0,42	-	100,06
0,35	0,92	3,72	4,20	3,67	-	0,75	-	100,51

Соотношение различных фаций показано на рис.15 для гор Токай. Близкие взаимоотношения отмечаются в крайних частях экструзивных массивов Косина и Береговского холмогорья (Ардос, Пеликан, Хаеш и др.). В стороны от экструзивных массивов игнимбритовые покровы имеют более однородное строение. Туфы однородны по составу и структуре. Мощности их различны - 100-250 м. Это в основном пемзово-пепловые и пеплово-пемзовые разновидности. Они сложены (на примере скв.302) в интервале 63-283 м: включения стекла (20%) - пемза волокнистая уплотненная со сферолитовой раскристаллизацией и образованием аксиолитовой структуры. В контурах обломков пемзы развиваются цеолиты (фото 5, см.вклейку). Для района Бегани цеолитизация автором отмечается впервые. Цеолиты представлены морденитом и околцитом, которые образуют целые скопления в толще большой мощности и представляют промышленный интерес. Ранее процесс цеолитизации выявлен В.В.Наседкиным (1963) в туфах у подножья Мужиевского потока и вблизи г.Хаеш.

Преобладают включения пемзы размером 0,3-2,0, реже 8-10 мм. Формы их различны, чаще сплюснуты, с расщепленными краями (типа фьямме) или вытянуты в отдельные полосы (фото 6, см.вклейку). Туфы богаты кристаллами плагиоклаза (№ 32-40), пироксена, кварца в них

Петрографический состав перлита
района горы Ардов (по Наседкину, 1963)

Порода	Содержание, %	Размер, мм
Вкрапленники:		
плаггиоклаз (№ 40)	5-20	0,5-5
кварц	5-10	0,8-2
гиперстен	Ед. зерна	-
биотит	Ед. зерна	-
С у м м а	10-30	-
Основная масса		
стекло ($n = 1,492$)	6-80	-
микролиты	-	-
плаггиоклаз	2-10	0,01-0,05
сферолиты (калинат- ровый полевой шпат + + крестоалит)	15-50	0,08-5

мало. Состав породы липарито-дацитовый близкий к дацитовому и основное. Пироксен представлен гиперстеном и моноклинным пироксеном, аксессуарные - апатитом, цирконом. Апатит тонкими иголочками и столбчатыми кристаллами находится в виде включений в пироксене и плаггиоклазе. Циркон - удлиненно-призматические идиоморфные кристаллы, которые размещены в связующей массе. Редко отмечается биотит (биотит и кварц преобладают в более кислых разностях игнимбритовых образований). Из рудных найдены магнетит и ильменит. Обломки пород встречаются очень редко. Это единичные включения андезито-дацитов, реже аргиллитов обожженных, с ободком магнетита.

Связующая, интенсивно спекшаяся масса псевдофлюидальной структуры - результат спекания и течения. Обломки пемзы имеют вытянутую, линзовидную, полосчатую форму. Сохранившиеся в них поры также вытянуты, линзовидны, прослеживаются остроугольные края осколков пемзы (фото 7, см. вклейку). Наблюдается обтекание кристаллов флюидальной массой.

Разделить толщу на отдельные потоки не удалось. Материал отдельных потоков, видимо, быстро перекрывался новыми и не успевал остывать. Охлаждение происходило одновременно как единый процесс, что привело к формированию толщи уплотненных спекшихся туфов.

Пепловые потоковые туфы (на примере скв. 31) содержат включения пемзы (0,5-3 мм) со следами пластической деформации (фото 7, а), течения, изгиба, а также кристаллов: обломки кварца, плаггиоклаза, биотита. Кристаллов содержится мало (5-10%). Пемзовые включения и кристаллы погружены в мелкообломочную связующую массу с характерными признаками потоковых туфов (фото 7, см. вклейку). Образование ее связано с быстрым удалением газовой составляющей, что при-

вело к вскипанию магмы, ее распылению и формированию пенистой газопо-пирокластической смеси. Осколки стекла имеют угловатую, остро-конечную, дугообразную, рогульчатую форму с тонкими ответвлениями, которые являются стенками пор пемзы (граница нескольких газовых пузырьков). Спекание отмечается по всему покрову потоковых туфов, наиболее интенсивно оно в нижней части толщи. В верхних частях отмечаются каемки обжига вокруг пемзовых включений (скв. 31, интервал 100-110 м) и включений туфа (широкая каемка обжига - 0,2 мм), где под влиянием высокой температуры произошла перекристаллизация с образованием минеральных агрегатов.

Ниже по разрезу включения пемзы теряют поровое пространство, уплотняются, становятся тонковолокнистыми. Обломочная структура туфа еще сохраняется. С глубины 209 м исчезают, "растворяются" обломки стекла в связующей массе, а с 239 м - обломочная структура туфа почти неразличима. Отмечается флюидальность, признаки течения и обтекание обломков кристаллов. Пемзовые включения приобретают линзовидную и вытянутую форму и субпараллельное расположение (фото 6).

Среди пепловых отмечаются туфы с пизолитовым строением (фото 8, см. вклейку). Они вскрыты рядом скважин в районе Бегани и Береговского холмогорья, где залегают на игниобритовых отложениях и являются более молодыми образованиями. По наличию пизолитовых туфов в вулканических образованиях можно считать, что накопление толщи происходило в наземных условиях вблизи центров извержений с интенсивной взрывной деятельностью. Шарикопизолиты это сферические образования из тонкого вулканического пепла с мелкообломочной структурой. Они имеют резкие очертания среди вмещающих пепловых туфов и общий с ними состав. Пизолитовые туфы не являются конкреционными образованиями (отсутствуют признаки роста от центра). Они формируются: 1) в результате выпадения дождя в слой рыхлого пепла (шарики не деформированы); 2) при прохождении дождевых капель через насыщенную пеплом атмосферу над действующими вулканическими центрами (шарики сплюснуты); 3) в связи с конденсацией пара в эруптивном облаке вокруг пепловых частиц (Коротеев, Мельникова, 1968).

Пемзовые потоковые туфы (на примере скв. 15, 18, 36, юго-восточная часть Береговского холмогорья) состоят из обломков пемзы (1-5 мм) удлиненной, изометрической и неправильной формы, в верхней части разреза частично сохраняющей пористое строение (фото 9, а, см. вклейку). Большая часть обломков с глубиной деформирована (фото 10), поры сплюснуты, вытянуты или исчезли совсем. Связующей массы почти нет. Обломки пемзы прилегают друг к другу, разноориентированы, спаяны (фото 9). В отдельных промежутках наблюдаются тонкие обломки рогулек и стекла. Контакты между обломками с глубиной ста-

новятся не четкими, степень сваривания увеличивается и обломочная структура узнается по различной ориентировке волокнистости в пемзе.

В обломках пемзы отмечается сферолитовая раскристаллизация (см. фото 5) с образованием целитов (морденитов), халцедона, кристобалита, окрашенного в центре в коричневые тона, в средней части - в лиловые и к краям он бесцветен; местами аксиолитовая - с параллельным сростанием кристобалита и полевого шпата; раскристаллизация идет от границ обломков. В крупных обломках пемзы отмечаются вкрапленники кварца, плагиоклаза, биотита.

Туфолавы развиты вблизи экструзивных массивов района Косина и Береговского холмогорья (рис. 17). Они обычно имеют этакситовую структуру (фото II), где включения стекла вытянуты в одном направлении в стекловатой породе более светлой окраски, пемзовидного или витрофирового строения, и кристаллы погружены в типично лавовую связующую массу различных окрасок (бурой, темно-серой). Отчетливо отмечается флюидальность - течение вязкой лавовой массы. Включения нередко вытянуты, края расщеплены. Наблюдается сферолитовая раскристаллизация (кристобалит) по обломкам стекла с пемзовым строением, что подчеркивает их форму, поскольку раскристаллизация и вторичные изменения по связующей массе иные. В отдельных включениях отмечаются редкие вкрапленники плагиоклаза, кварца. Связующая лава отличалась большой кристалличностью, что обусловило значительное количество обломков кристаллов кварца, плагиоклаза, роговой обманки и пироксена (до 15%). Фемические минералы замещены карбонатом, хлоритом с выделением магнетита, биотита; сохраняются идиоморфные включения апатита. Плагиоклаз замещен каолинитом или карбонатом. Резкое обогащение остроугольными обломками кристаллов вместе с включениями пемзового стекла придает туфолаве обломочный характер.

В Предкарпатском прогибе нижнесарматские туфы выявлены только в скважинах. На поверхности они отмечаются на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы (с. Яблоновка), где залегают в нижней и верхней частях сармата (Гофштейн, Рипун, 1968). Во Внешней зоне прогиба (район Мединичей) установлено несколько горизонтов туфов различных мощностей (от 15-20 см до 2,2 м). Это кристалло-витрокластические пепловые туфы. Содержание обломков стекла достигает здесь 90% (стекло свежее, $SiO_2 = 72\%$). Туфы содержат редкие обломки пемзы размером до 0,2 мм, плагиоклаза, кварца, биотита, санидина. В одних горизонтах увеличивается количество кристаллов, в других - пеплового материала (Язовский район, коллекция Р. Паныкива). Плагиоклаз (№ 41-45) имеет зональное строение, отмечаются включения по зонам роста. Тяжелая фракция туфов состоит из циркона, биотита, барита, граната, рудных минералов, гиперстена, роговой обманки, клинопироксена. Последний по составу близок к клинопироксенам закарпатских пород. Доказательством эффузивного проис-

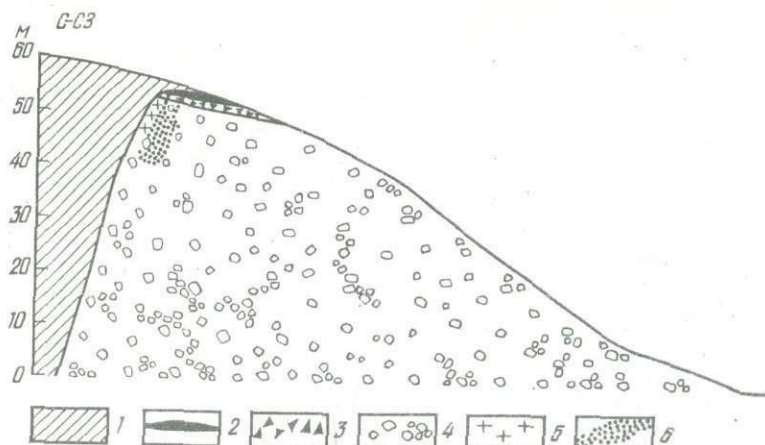


Рис. 17. Схематический разрез юго-восточной части горы Хайш (район Береговского холмогорья). Жерловая часть купола: 1 - плагиолипарит, 2 - перлит краевой части потока, 3 - туфолава, 4 - купольный агломерат, 5 - участки развития цеолитов, 6 - каолинит.

хождения клинопироксена является насыщенность кристаллов мелкими газовой-жидкими включениями, которые были захвачены в магматическую стадию при их росте (Костяк, 1961). Химические составы^{*} кислых вулканических образований Предкарпатья и Закарпатья очень похожи (табл. II).

Самая молодая толща игнибритовых образований и экструзивные массивы липарито-дацитов развиты в юго-восточной части Закарпатского прогиба (Велятино-Крива-Хижы-Юливы). Горизонт туфов залегает в верхней части разреза паннонских отложений; мощность его изменяется от 10-15 до 40 м. Они имеют светлую окраску и различные структуры. В нижней и верхней частях разреза туфы слоистые, в средней (20 м) - потоковые пемзово-пемзовые, местами спекшиеся. В районе с. Хижы в нижней части разреза развиты агломераты, выше залегает пемзовый потоковый туф (игнибритовые образования), описанный автором еще в 1961 и 1963 гг.

Туфы литокристаллокластические, содержат обломки липарита, дацита, пемзы и кристаллов плагиоклаза (№ 42-50), моноклинного пироксена, кварца, гиперстена ($n_g = 1,718$; $n_p = 1,706$; $2V = 64^\circ$). В обломках липарито-дацита содержатся вкрапленники плагиокла-

^{*} Нами отобраны наиболее характерные химические анализы пород Закарпатского прогиба.

Химический состав кислых вулкани
и Закарпатья,

Номер образца, порода, местонахождение	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
Обр.101, туф, с.Бергемет (Костюк, 1961)	65,28	сл.	12,98	2,83	0,43	0,02
Обр.102, туф, с.Развадов (Костюк, 1961)	66,88	0,28	15,10	2,02	1,22	0,02
Обр.104, туф, с.Мединичи (Костюк, 1961)	67,42	0,24	13,48	2,47	0,11	0,03
Обр.107, туф, с.Рудки (Костюк, 1961)	68,59	0,40	12,06	2,92	0,24	0,03
Обр.108, туф, г.Ходоров (Костюк, 1961)	59,30	0,23	15,41	2,05	1,55	-
Вулканическое стекло, с.Немиров (Гофштейн, Рипун, 1968)	70,20	-	6,65	10,54	-	-
Обр.136, туфолава, район Бегани	67,09	0,37	14,01	2,63	1,15	0,10
Обр.33/213, потоковый туф, район Берегова	66,64	0,47	15,46	2,93	сл.	0,03
Обр.362/215, там же	64,68	0,45	12,54	6,26	0,77	0,45
Обр.66/240 " "	64,60	0,45	11,42	9,28	0,36	-
Обр.12/6, липарит, с.Ко- сино (Соболев и др., 1955)	71,44	0,17	15,84	1,92	-	0,02
Обр.12/7, липарит, с.Муш- ево (Соболев и др., 1955)	70,88	0,25	15,25	0,73	0,56	-

за; структура обломков кристаллитовая, текстура перлитовая, полосчатая. Связующая масса пепловая, с мелкими обломками плагиоклаза и темноцветных минералов, иногда спекшаяся, со следами течения.

Туфы паннионского возраста и экструзивные купола развиты далее к югу, в Румынии. Они встречаются во многих впадинах гор Апусени, в Трансильванской впадине, на севере Румынии - в районе гор Оаш-Гутин и в Предкарпатском прогибе (Онческу, 1960). Туфы района гор Оаш описаны детально А.Сагатовичи (1967, 1968). Коллекция пород и шлифов была любезно передана нам А.Сагатовичи. В результате установлено полное тождество в минералогическом и петрографическом составе этих образований на территории Закарпатского прогиба и Румынии.

Экструзивные массивы липарито-дацитов и дацитов представляют собой серию линейно-вытянутых куполов. В петрографическом отношении это гиперстеновые липарито-дациты и дациты. Количество порфировых вкрапленников незначительно (3-5%) - главным образом пла-

Т а б л и ц а II

Ческих образований сармата Предкарпатья
вес. %

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма
1,37	2,24	1,50	1,11	7,08	4,22	-	1,37	100,43
0,75	2,44	0,95	1,21	6,35	2,65	-	0,68	100,50
0,19	1,97	2,54	1,08	6,95	3,10	-	-	99,56
1,57	2,80	3,42	1,20	6,98	4,78	-	0,51	100,50
1,28	1,72	2,13	1,85	8,48	6,46	-	-	100,46
-	-	3,03	3,37	5,11	-	-	-	100,47
0,53	2,11	2,39	3,15	4,39	2,55	-	-	100,47
0,75	2,59	2,04	3,69	2,84	2,45	-	-	99,89
1,13	2,73	0,23	2,69	4,14	3,94	-	-	100,01
0,90	3,50	3,57	2,57	1,14	2,04	-	-	99,83
0,55	3,16	3,34	3,04	0,88	0,60	0,14	0,26	100,44
0,60	1,70	2,73	1,97	3,76	0,28	-	0,25	99,92

глюкраз (№ 4I-65) и гиперстен. Структура витропорфировая, основной массы - кристаллитовая с участками микропюклитовой. Химическим составом породы близки к дацитам и липарито-дацитам (табл. I2).

В туфах удаленной фации очень низкий процент выхода тяжелой фракции минералов. Это становится понятным, если принять во внимание расстояние от районов вулканической деятельности, неизбежную сортировку и рассеяние материала при воздушной транспортировке. В составе тяжелой фракции преобладают рудные минералы (30-40%), циркон (10-25%), биотит, роговая обманка, гиперстен, барит. Легкая фракция состоит обычно из вулканического стекла, обломков плаггиоклаза и кварца. Среднее содержание кремнекислоты в стекле 72-75%. Плаггиоклаз отвечает кислому и среднему андезину (№ 30-40, иногда 52). Почти все изученные туфы относятся к плаггиолипаритовым разновидностям. Для их корреляции можно использовать вещественный, т.е. минеральный, состав. Наиболее распространенными минералами кислых вулканических образований являются: плаггиоклаз, кварц, меньше биотит, роговая обманка, магнетит, реже встречаются санидин, гипер-

Химический состав кислых вулканических

Номер образца, порода, местонахождение	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Обр.43, туф, с.Хижи	65,37	0,51	14,26	3,76	1,65
Обр.46, туф, там же	62,50	0,22	16,94	3,46	1,22
Обр.52, туф, с.Хижи (Данилович, 1963)	63,96	0,80	16,83	2,90	0,31
Обр. 2 - липаритовый, обсидиан, с. Хижи (Данилович, 1963)	70,85	0,11	16,83	2,62	0,39
Обр.20/2, туф, Румыния, (Сагатовичи, 1967)	60,93	0,85	16,32	5,85	0,27

стен, эгирин. Можно отметить такие ассоциации минералов: плагиоклаз-кварц-биотит-магнетит, плагиоклаз-кварц-санидин-биотит-магнетит, плагиоклаз-кварц-биотит-роговая обманка-гиперстен-магнетит, плагиоклаз-роговая обманка-гиперстен-магнетит и др.

Преобладание плагиоклаза в минеральном составе кислых вулканических образований Карпат характерный региональный признак, отражающий особенности состава исходных магм (соотношения щелочей, глинозема и воды) и изменения их в процессе кристаллизации расплава.

Следует отметить наличие санидина в некоторых сарматских и тортонских туфах, а также более широкую его распространенность в кислых вулканических образованиях, чем это предполагалось В.С.Соболевым и др. (1955). Кварц встречается чаще всего в виде вкрапленников в липаритах, реже в дацитах. Обилие обломков его характерно для разных туфов. Часто он резорбирован. Нередки вторичные выделения минералов кремнезема. В кислых вулканических образованиях наблюдается повышенная основность плагиоклаза, где центральные части вкрапленников зачастую представлены лабрадором № 50-52, краевые - № 27-35; чаще это андезин. Олигоклаз находится в виде микролитов в основной массе дацитов и липаритов.

Гиперстен в сарматских толщах Береговского холмогорья содержит около 55% железистого компонента (Соболев и др., 1955). Он также встречается в липарито-дацитах и дацитах куполов сел Косина, Хлумца, Юливцев, где нередко окружен ободком мелкочешуйчатого вторичного биотита ($n_g = 1,732$, $n_p = 1,718$, $2V = 60^\circ$).

Биотит образует вкрапленники в липаритах и встречается повсеместно в разных туфах, где несет следы интенсивной деформации.

Таблица 12

образований паннона, вес.%

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	H ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	P ₂ O ₅	Сумма
0,10	1,32	2,54	2,63	2,85	3,49	1,68	-	-	100,16
-	0,44	2,53	2,18	2,36	2,73	5,84	-	-	100,42
-	1,02	2,80	1,25	0,95	3,89	-	5,21	-	99,92
0,02	0,29	3,08	0,75	1,05	2,00	0,48	6,21	-	99,92
0,07	1,00	4,78	4,31	1,19	1,67	2,47	-	0,16	99,87

Замещается мусковитом, реже хлоритом со обрасыванием железа в виде зерен магнетита, $n_g = 1,618$, $2V = 16^\circ$, железистость 23% (для купола Косина). Но обычно биотиту присуще более высокое содержание железистого компонента. Первичный биотит встречается в виде вкрапленников и включений в эффузивных и пирокластических разновидностях пород, вторичный - в раскристаллизованной основной массе. Он маложелезистый. Роговая обманка прослеживается в небольшом количестве, характеризуется разной железистостью (60-70%); как и биотит, она имеет две генерации. Акцессории обычные для кислых пород. Циркон часто встречается в мелких кристаллах, с определенным отношением длины и ширины, имеет розовую окраску. Свойства его в толщах кислых вулканических образований Закарпатья и Предкарпатья близки.

Таким образом, породы различных возрастов и фациальной принадлежности имеют общие минеральные ассоциации и химический состав. Эти данные позволяют говорить о кислом составе исходных магм, близком уровне их генерации и дают основание объединить все известные вулканические образования кислого состава позднемелового - палеогенового и неогенового возрастов в Карпатском регионе в одну итнимбритово-пепловую липарито-дацитовую формацию. Составные части последней происходят из общих магматических источников и соответственно являются комагматическими комплексами. Выделение липарито-дацитовой формации именно в таком объеме вполне оправдано, если учесть геотектоническую принадлежность кислого вулканизма к орогенному периоду развития (поздний мел - неоген), когда Карпаты переживали подъем и стадию островных дуг.

ПРИРОДА И ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В КИСЛЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Кислые вулканические образования большей частью принадлежат к игнимбритовому типу извержений. Меньше развиты воздушно-осажденные, еще менее — перестроенные туфы.

Специфические условия формирования игнимбритовых образований при значительной фракционной кристаллизации в магматическом очаге привели к развитию широкой гаммы фациальных разновидностей пород. Явления, связанные с остыванием игнимбритовых покровов и кристаллизацией из газовой фазы, обусловили широкое развитие внутри их вторичных изменений как площадного, так и локального характеров и своеобразное размещение сингенетичной рудной минерализации.

Вторичные изменения площадного характера происходят внутри игнимбритовых образований, не выходя за их пределы; газовая фаза потенциально содержит в себе различные компоненты, в том числе и рудные, характерные для данной порции магмы. В эту фазу пневматолитически и гидротермально перерабатывается игнимбритовый материал, одновременно отлагается рудное вещество внутри игнимбритовых тел (полиметаллическая минерализация в потоковых туфах новоселицкой свиты; полиметаллическая и золото-полиметаллическая минерализация в игнимбритовых покровах района Берегова).

Специфика формирования рудной минерализации в игнимбритовых образованиях обусловила контрасты между значительными размерами измененных тел и низким содержанием руды, их форму, вытянутость в горизонтальном направлении и другие явления, связанные с особенностями механизма игнимбритовых извержений и становления толщ.

Локальные вторичные изменения характерны для зон массовых извержений. Они приурочены к системе разломов и каналов-трещин. С ними связана жильная рудная минерализация.

Значительная часть ювенильного газа освобождается при первоначальном вспенивании магмы (вскипания), а оставшееся количество находится в игнимбритовом материале. Сохранению газовой фазы способствует быстрое перекрытие одного потока туфов другим и сваривание. В серии туфовых потоков система близка к закрытой, равновесной. На поверхности большую роль играет фумарольная деятельность.

Раскристаллизация и отложение из газовой фазы сопровождают сваривание и охлаждение игнимбритовых потоков и покровов, обуславливая образование характерных структур и текстур (этакситовые, аксолитовые, сферолитовые).

Можно выделить два типа раскристаллизации, при которых образование новых минералов происходит: 1) в обломках пемзы, стекла или стекловатой массы и 2) в поровых пустотах и открытых полостях.

Раскristаллизация выражается в широком развитии таких минералов: цеолитов, каолина, алунита, вторичных минералов кремнезема (кварца, халцедона, тридимита и кристобалита), полевого шпата (адуляра, альбита). Жильные выполнения характеризуются развитием кварца, барита, карбонатов, алунита, рудных минералов (галенита, сфалерита, пирита).

В тортонских и сарматских туфах кислого состава автором отмечались скопления цеолитов (Данилович, 1966, 1969, 1972) и даже мономинеральные цеолитовые породы. Цеолиты развиваются чаще всего по пемзовым включениям в туфах или полностью замещают его. Они представляют промышленный интерес, поскольку цеолитизированные туфы развиты на значительной площади и имеют большую мощность.

Степени сваривания и раскristаллизации зависят от температуры игнимбритовой магмы, количества и состава летучих, скорости охлаждения, литостатической нагрузки. Они слабо проявлены в отложениях с низкой температурой. При высокой температуре эти явления слабо выражены в потоках малой мощности; в толще большей мощности раскristаллизация происходит в протяженных зонах. При средних температурах в игнимбритовых толщах возможны все степени сваривания и раскristаллизации.

Отмеченные особенности вторичных изменений в кислых вулканических образованиях следует учитывать при поисковых работах.

Для изучения химических свойств и состава кислых вулканических образований использованы данные свыше 250 химических анализов. Более половины выполнено по материалам автора в химической лаборатории Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР (табл. I3), построена диаграмма по методу А.Н.Заварицкого (рис. I8). Рой фигуративных точек на этой диаграмме концентрируется в верхней части ее, указывая на насыщенность пород кремнекислотой ($Q = 17-40$). По классификации А.Н.Заварицкого (параметр Q и отношение a/c), вулканические породы Карпат попадают в класс насыщенных кремнекислотой с разным содержанием щелочей (a/c изменяется от 2 до 8).

Некоторая вытянутость границ роя сверху вниз ($b = 4-15,5$) и слева направо говорит о липарито-дацитовом составе всех изученных пород, а положение его между вариационными кривыми Пеле, Лассен-Пик и Йеллоустонского парка определяет их принадлежность к нормальной известково-щелочной серии. Такая закономерность отмечалась В.С.Соболевым и др. (1955) и В.П.Костицом (1961) для всех групп неогеновых вулканических пород Карпат.

Относительная известковистость (c') магм имеет небольшую величину (10-40) и присуща некоторым породам сармата (10 анализов из 100) и тортона (1/3 всех анализов), т.е. преобладание известково-щелочных компонентов над глиноземом в этих породах невелико. Для большей части пород характерен параметр a' (10-80), отражающий пересыщенность пород глиноземом.

На диаграмме, отражающей соотношение суммы щелочей и кремнезема (рис. I9), кислые вулканические образования располагаются среди родственных тихоокеанских известково-щелочных серий (по Ритману, 1959). Отношение окиси калия и окиси натрия изменяется от 0,7 до 1,58 (табл. I3). Повышенная щелочность связана с увеличением H_2O в некоторых возрастных группах пород.

Тенденция к увеличению калия характерна для всей зоны верхнемелового кислого магматизма в Карпатской островной дуге и Среднегорье (Бокалетти, Манетти, Пельц, 1973). Содержание калия увеличивается в конечных магматических дифференциатах. Преобладание

его в некоторых породах и возрастных группах можно объяснить тенденцией к некоторому накоплению его при дифференциации при постоянном содержании натрия. Это ведет к изменению соотношения щелочей по сравнению с исходным. Такое изменение соотношения щелочей и полевошпатовой извести обусловило уменьшение содержания кальция и железа и появление пород, пресыщенных глиноземом.

Низкое содержание железа и некоторая повышенная щелочность сближает кислые вулканические образования Карпатской дуги с Курило-Камчатской вулканической провинцией. Для последней характерна повышенная щелочность при пониженном суммарном содержании окислов железа (Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции, 1967). Состав исходных кислых магм этой провинции существенно отличается от родоначальных высокоглиноземистых магм Японии, с которыми сходны Карпатские андезитовые и андезито-базальтовые комплексы.

Повышенная щелочность в вулканических образованиях может быть связана также с особенностью их остывания и кристаллизации, где увеличивающаяся вязкость мешает выносу щелочей. Различные соотношения глинозема и щелочей приводили к появлению акмита в некоторых порциях магмы.

Наличие пород с переменными содержаниями калия и натрия и тенденцией к увеличению калия хорошо иллюстрируется на диаграммах Р.Иванова (рис.20, А,Б) и А.Н.Заварицкого (рис.18). На последней изменяется наклон вектора n . Чем круче линия на диаграмме, тем больше Na в алюмосиликатах; пологое ее направление указывает на увеличение калиевых алюмосиликатов (Заварицкий, 1950).

Анализ диаграммы Р.Иванова показал, что точки кислых вулканических пород попадают в поле нормальных липаритов и плагиолипаритов (Ш-У), а отдельные (анализы пород сармата и тортона) - в поле калиевых липаритов (I). Это в основном продукты конечных фаз извержений и липариты, завершающие цикл вулканических процессов ("сухие" магмы, закупоривающие трещины).

Все анализы исследуемых пород на векторной диаграмме $Q-AF-CI$ по содержанию свободного кремнезема ложатся в "кислое" поле, в ряд кварцевых пород. "Цветной" индекс CI составляет 5-15%, что нормально для липаритов и плагиолипаритов (рис.20,Б). Следует обратить внимание на повышенную железистость кислых пород сармата, где AF достигает 50-100, на значительное содержание глинозема в них, тогда как тортонским присущ волостонитовый компонент (присутствует нормативный пироксен).

Разделение расплава могло происходить путем фракционной кристаллизации с отделением порций магмы разных составов с различны-

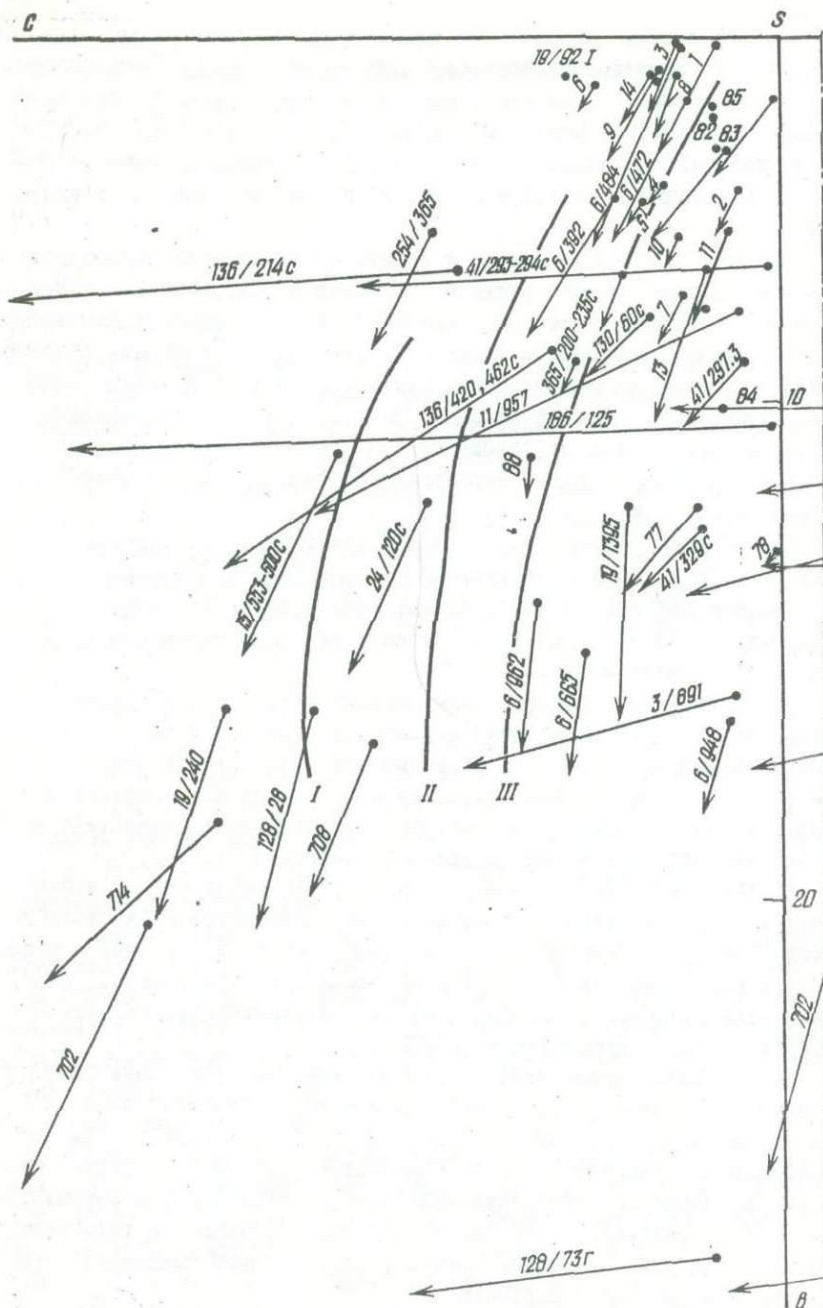
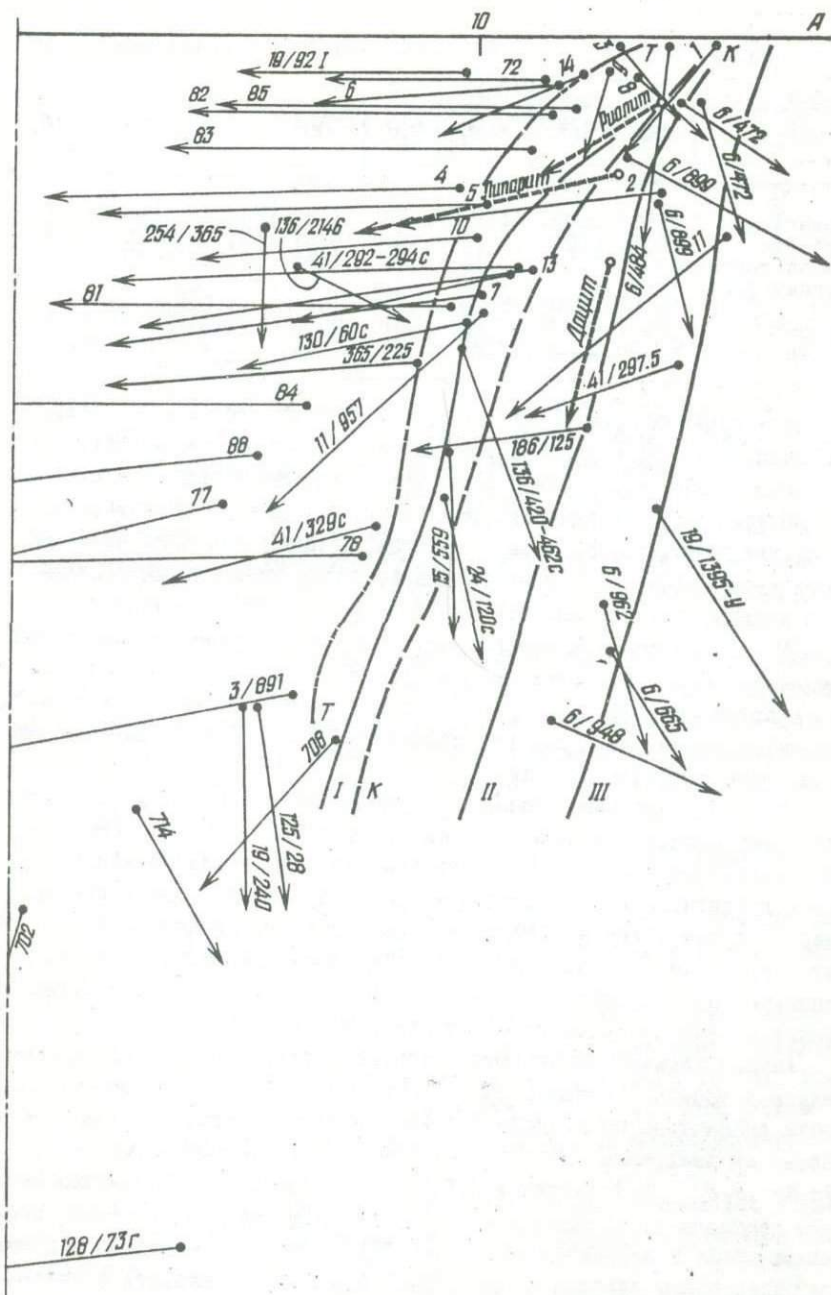


Рис.18. Диаграмма химического состава пород липарито-дацитовый
 Вариационные линии известково-
 Гик, Ш - Иеллоустонского парка, Т - Т - туфов кислого состава (по
 патской серии (по Соболеву и др., 1955).



формации по методу А.Н.Заварицкого.
щелочных серий пород: I - Пеле, II - Лассен-
Вульчину и Кульчицкому, 1959), К-К - вулканических пород - кар-

Средний состав кислых вулканических пород по возрастным групп

Возраст	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
Поздний мел	71,38	0,29	14,15	1,68	1,59	0,06	1,21	1,66
Палеоген	70,14	0,31	13,10	1,50	0,41	0,04	0,37	1,24
Ранний торто	69,49	0,21	13,16	2,24	0,85	0,04	0,82	2,38
Поздний тор-								
тон	68,80	0,20	13,30	1,73	1,25	0,08	1,03	1,82
Сармат	70,11	0,23	13,33	1,91	0,70	0,06	0,59	1,95
Паннон	68,30	0,33	14,89	2,25	0,85	0,21	0,66	2,53

ми соотношениями кремнезема и щелочей. Это способствовало сохранению вкрапленников полевых шпатов при высоких температурах.

Отмеченные изменения в химическом составе пород не всегда проявляются минералогически. Иногда при увеличении кислотности пород увеличивается содержание кварца, а при уменьшении кислотности увеличивается основность плагиоклаза, уменьшается количество кварца, появляется роговая обманка, изредка пироксен.

В валовом составе преобладают дацитовые и липарито-дацитовые разновидности с малым содержанием фемических минералов, среди которых наблюдаются биотит, реже бурая роговая обманка, ромбические пироксен и плагиоклаз. Для них характерна ранняя сепарация плагиоклаза, редко отмечается санидин.

Экспериментальные данные показывают, что подобные расплавы на диаграмме попадают в поле альбита (Таттл, 1961; Платен, 1967). Кристаллизация плагиоклаза в большом количестве идет ранее, чем будет достигнута котектическая линия между полем плагиоклаза и кварца, а тем более эвтектика или минимум в четверной системе альбит - ортоклаз - кремнезем - вода (Шинкарев, 1970). Эти данные указывают на реальную возможность возникновения в природе магматических образований, обогащенных плагиоклазом.

Анализ химических свойств и состава исследуемых пород произведены в тройных системах $Ab-Or-Q$ и $Ab-An-Or$. Нормативные компоненты рассчитаны по средним составам возрастных групп пород и нанесены на диаграммы $Or-Ab-An$ и $Or-Ab-Q$ системы $Ab-Q-Or-H_2O$ О.Ф.Таттла и Н.Л.Боуэна (1958). Тут определились поля составов вариационных групп липарито-дацитовой формации, расположившиеся в кварцевом поле (рис.21) и характеризующиеся переменным содержанием альбита и ортоклаза. Это можно связывать с дифференциацией в промежуточных очагах или с подъемом последовательных фракций магм разных составов.

Т а б л и ц а 13

пам, вес. %

Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	P_2O_5	SO_3	Сум- ма	Индекс Ритмана	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	Сумма нор- мативных $Ab + Or + Q$
3,16	3,56	0,71	0,38	0,24	-	100,0	1,58	1,1	82,0
2,26	3,58	3,43	3,74	-	-	100,12	1,23	1,58	80,3
3,07	2,25	4,21	1,21	0,01	0,42	100,29	1,06	0,7	75,2
3,01	2,98	3,48	1,45	0,13	0,19	99,45	1,39	0,99	77,1
2,25	3,39	5,62	-	-	-	99,89	1,16	1,5	78,3
2,42	2,92	2,30	1,30	0,09	0,02	99,74	1,11	1,2	74,8

Расположение точек нормативных составов близко к изобарическому минимуму в системе кристаллизации кислых магм. В процессе эволюции магматический расплав не достигал эвтектики, что отразилось на диаграмме Таттла и Боуэна. На ней наиболее кислые образования, в которых сумма нормативных $Ab - Or - Q$ равна приблизительно 80, легли вблизи распространенных составов гранитов и котектической линии кремнезем - полевои шпат, а остальные выше ее (рис. 21, Б).

На рис. 21, А видно, что составы пород проектируются в полевошатовом поле тетраэдра $Ab - An - Or - Q$. Они не достигают кривой пересечения котектической поверхности полевои шпата с кварцевой поверхностью, что объясняет раннюю сепарацию плагиоклаза и редкое появление санидина, кристаллизация которого зависит от значения $\frac{K_2O}{Na_2O}$ в жидкой фазе.

Таким образом, на основании химического состава изученных пород можно сделать выводы:

1. Особенности химизма пород липарито-дацитовои формации Карпат определяют их принадлежность к известково-щелочной ассоциации пород.

2. Эволюция состава магм имела гомодромный характер (дацит - липарит); в процессе ее изменялось количество глинозема: среднее содержание его составляло 12-15, в некоторых породах 15-18%. Увеличивалось содержание калия и общей щелочности по возрастным группам, характерное для последних порций вязкой магмы, формирующей купола липаритов.

3. Изученные породы относятся к нормальным кислым (по Р. Иванову) и химическими свойствами сходны с однотипными породами Курильской островной дуги Тихого океана.

4. Петрохимические и минералогические особенности указывают,

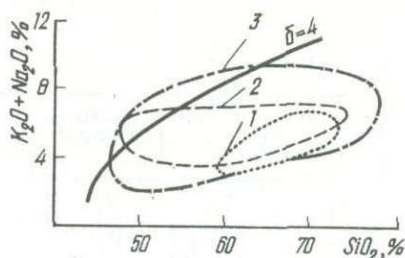


Рис.19. Диаграмма щелочи-кремнезем для пород липарито-дацитової формации: 1 - Карпат, 2 - Среднегорья, 3 - гор Апусени - Банат; δ - серийная кривая для известково-щелочных серий (по Ритману, 1959).

что породы формировались в результате дифференциации магм дацитового и липарито-дацитового составов.

Несмотря на длительный период кислого вулканизма (поздний мел - пannon), разновозрастные вулканические образования имеют сходный состав, минеральные парагенезисы и химизм. Мы предполагаем, что это можно объяснить общим уровнем генерации магмы в разные периоды вулканической деятельности, почти одинаковыми условиями эволюции расплава. Близость состава вулканических пород разного времени подтверждается также наличием определенного комплекса сквозных микроэлементов и их близким содержанием в этих породах (табл.14). Незначительное колебание геохимического фона отдельных элементов связано с накоплением их в постмагматических растворах. Это относится к таким элементам, как *Zn, Pb, Cu, Ag, Ba, Mo*, среднее содержание которых выше кларкового, что согласуется с их рудогенным характером. Сравнение средних содержаний других микроэлементов с кларками для гранитов, по А.П.Виноградову (1962), показало, что их концентрации не отличаются от кларковых.

Первичное рассеяние химических элементов характеризуется безминеральной формой нахождения - в виде примеси в минералах. Это группа с относительно устойчивыми статистическими данными преимущественно изоморфного характера (акцессорные: ниобий, цирконий, хром, титан, бериллий). Они несут информацию о первичном составе магм (Толстой, 1969).

Геохимические исследования кислых вулканических образований имеют большое значение при оценке распределения рудных элементов, свойственных кислым магмам. Эти элементы равномерно распределялись в потоке или покрове, частично накапливались в постмагматическую стадию.

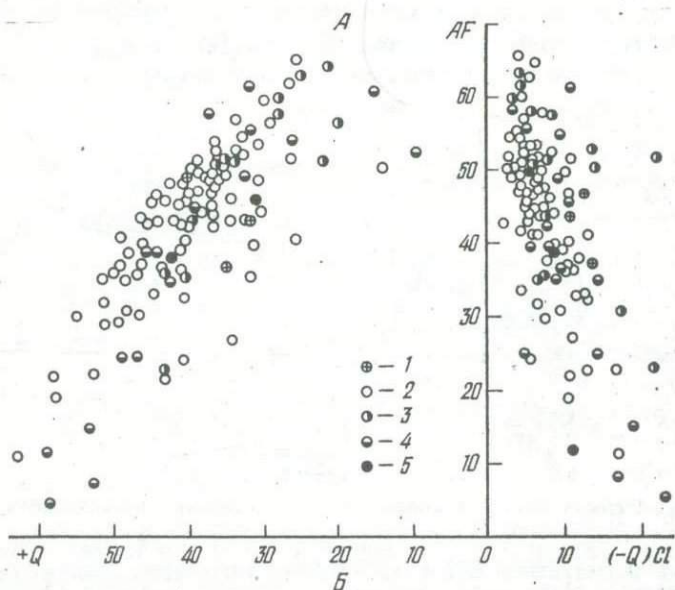
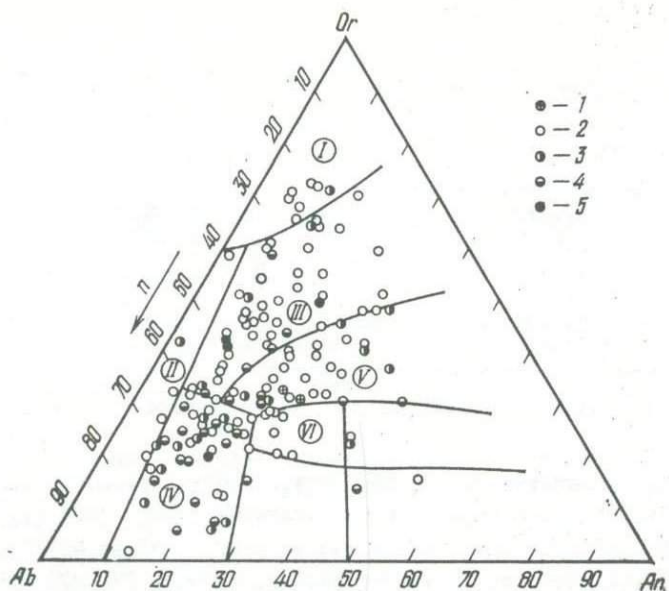


Рис. 20. Баричесентрическая (А) и векторная (Б) диаграммы для пород диорито-дацитово-пегматитовой формации Карпат по Иванову (1962).

Ингибритово-цефловое образование:
 I - паннонские, 2 - сарматские, 3 - верхнетортонские, 4 - нижнетортонские, 5 - палеогеновые. Поля магматических пород:
 I - калиевые граниты и риолиты, II - натриевые граниты и риолиты, III - нормальные граниты и риолиты, IV - плагиограниты и риолиты, V - адамелиты и делениты, VI - гранодиориты и ридоциты.

Сравнительные данные о содержании элементов ($n \cdot 10^{-4}, \%$)

Возраст пород	<i>Ba</i>	<i>Cr</i>	<i>Cu</i>	<i>Ca</i>	<i>La</i>	<i>Mo</i>	<i>Ni</i>
Паннон	700-900	10-40	10	300-700	30-90	30-70	1-10
Сармат	100-7000	10-70	1-10	10-70	10-400	10-70	1-40
Поздний тор-тон	100-900	10-90	10	10-90	30-70	1-40	1-40
Ранний тор-тон	100-1000	10-70	10-40	70-900	30-400	10-70	10-40
Палеоген	70-400	1-40	1-10	100-900	70-400	30-70	-

* По результатам спектрального полуколичественного анализа,

Для характеристики возрастных групп кислых вулканических образований нами были отобраны пробы различных пород (табл.14). По результатам спектрального полуколичественного анализа можно лишь сравнить содержания отдельных элементов в породах разного возраста. Но даже эти данные свидетельствуют о близком содержании во всех комплексах пород таких элементов, как *Ba, Mo, Sn, La, Pb, Sr, Zr*. Содержание *Ba, Sr, Zn* достигает десятых долей процента, *Ca, La, V, Zn* - остых, а *Cr, Cu, Mo, Pb, Sn, V* - тысячных.

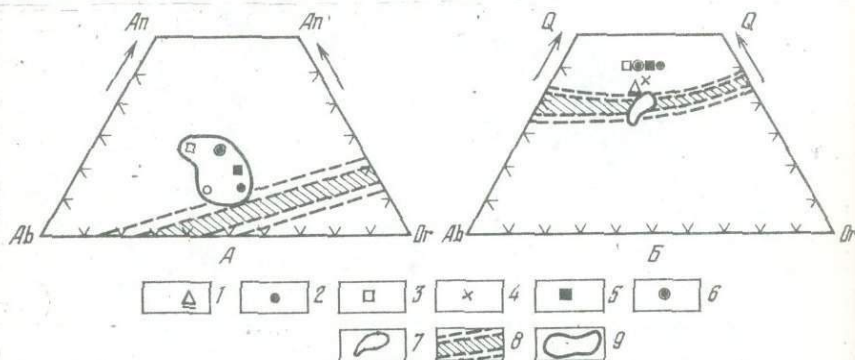


Рис.21. Диаграмма распределения: А - нормативных полевошатовых компонентов средних составов возрастных групп пород в системе альбит (*Ab*) - ортоклаз (*Or*) - анортит (*An*) (по Таттлу и Боуэну, 1958); Б - нормативных альбита, ортоклаза и кварца средних составов возрастных групп пород липарито-дацитової формации Карпат (по Таттлу, Боуэну, 1958).

Возрастные группы пород: 1 - верхнемеловые, 2 - палеогеновые, 3 - нижнетортоносские, 4 - верхнетортоносские, 5 - сарматская, 6 - паннонская, 7 - контур максимальной концентрации фигуративных точек нормативных составов гранитов, 8 - низкотемпературный трог, 9 - контур средних составов липарито-дацитової формации Карпат.

Т а б л и ц а 14

в кислых вулканических образованиях *

<i>Pb</i>	<i>Sn</i>	<i>Sr</i>	<i>V</i>	<i>Zn</i>	<i>Zr</i>	<i>Y</i>	Количество проб
10-70	10-40	3000	30-100	10-700	10-700	10-90	15
10-100	10-40	70-4000	10-700	30-400	30-900	10-90	62
10-90	10-40	100-1000	10-400	90-900	90-900	1-90	40
10-30	10-70	100-4000	10-90	30-90	100-1000	10-90	35
30-90	-	100-700	70-400	-	100-700	-	5

выполненного в лаборатории ИГТИ АН УССР.

Повышенное содержание отдельных элементов характерно для вулканических образований определенного возраста. Так, для сарматских характерно повышенное содержание *Ba*, *Pb*, *Zn*; для пannonских, сарматских и верхнетортоновских - *Zn*; для палеогеновых - *Ca*, *V*, *Zr*, *Ba*, *Ga*; что сближает эти образования с палеогеновыми породами кислого состава массива Родоп (Иванов и др., 1969).

Геохимическое изучение сарматского комплекса кислых вулканических образований (табл.15) проведено М.И.Толстым (1969).

Т а б л и ц а 15

Содержание микроэлементов ($n \cdot 10^{-4}$, %) в кислых вулканических образованиях сарматского возраста по данным Толстого (1969)

Элемент	Нижний туф	Средний туф	Верхний туф	Дипариты	Элемент	Нижний туф	Средний туф	Верхний туф	Дипариты
<i>Ti</i>	1500	1800	1600	1020	<i>Ba</i>	350	350	350	180-1000
<i>V</i>	21	18	20-40	-	<i>Pb</i>	10	30	36	18,4
<i>Sr</i>	5,6	7,5	12,5	4,9	<i>Sn</i>	7	17	10	3-10
<i>Zr</i>	15-59	250	300	60	<i>Zn</i>	50	130	150	60
<i>Mo</i>	4,1	1,3	2,3	2,1	<i>Ga</i>	10	17	14	4,1

Таким образом, вулканические образования характеризуются комплексами микроэлементов, свойственным магмам кислого состава. Их содержание и распределение изменяются по-разному в породах различного возраста.

Формирование Карпатской островной дуги тесно связано с закрытием палеоокеана Тетис и обусловлено сжатием. Сведений об эволюции и геодинамике процессов этого периода очень мало. Данные о палеогеографических условиях и проявлении вулканизма свидетельствуют о поднятии многих участков указанной области в начале позднего мела (Онческу, 1960; Будаи и др., 1963; Вадас, 1964; Даныш, 1967, 1973; Данилович, Рицун, 1973; Бокалетти и др., 1973). А.Г.Смит (1971) связывает закрытие западной части океана Тетис с этим временем. Верхнемеловые отложения на описываемой территории распространены незначительно, залегают трансгрессивно, характеризуются набором фаций, отражающих неустойчивый тектонический режим островных дуг. Кислый вулканизм протекал в наземных условиях или в прибрежно-мелководной обстановке. Формирование системы островная дуга — желоб большинство исследователей связывают с погружением океанической плиты литосферы под континент (рис.22) и заложением зоны субдукции (Субботин и др., 1968).

Тектоническая природа островных дуг и сопряженных с ними желобов показывает, что в их формировании участвовали растяжения, сжатия, сдвиги, движения к соседним материкам или от них. Например, островные дуги Тихого океана перемещаются от ближайших к ним материков, которые в свою очередь также перемещаются в сторону океана, только с меньшей скоростью. Специфическая природа и состав вулканических образований островных дуг (известково-щелочные серии) существенно отличаются от природы вулканических образований срединноокеанических хребтов и эвгеосинклинальных зон (толеитовые серии), поэтому последние не имеют аналогов в островных дугах (Гамильтон, 1970). В переходных зонах от континентов к океанам в областях развития островных дуг наиболее ярко проявляются неоднородности строения коры и верхней мантии, которые выражаются в аномалиях естественных полей Земли, вулканизме, сейсмичности и в особенностях геологического строения (Строев и др., 1973).

По-видимому, в такой зоне сочленения континент — океан начинался кислый вулканизм Карпатской островной дуги в период сжатия.

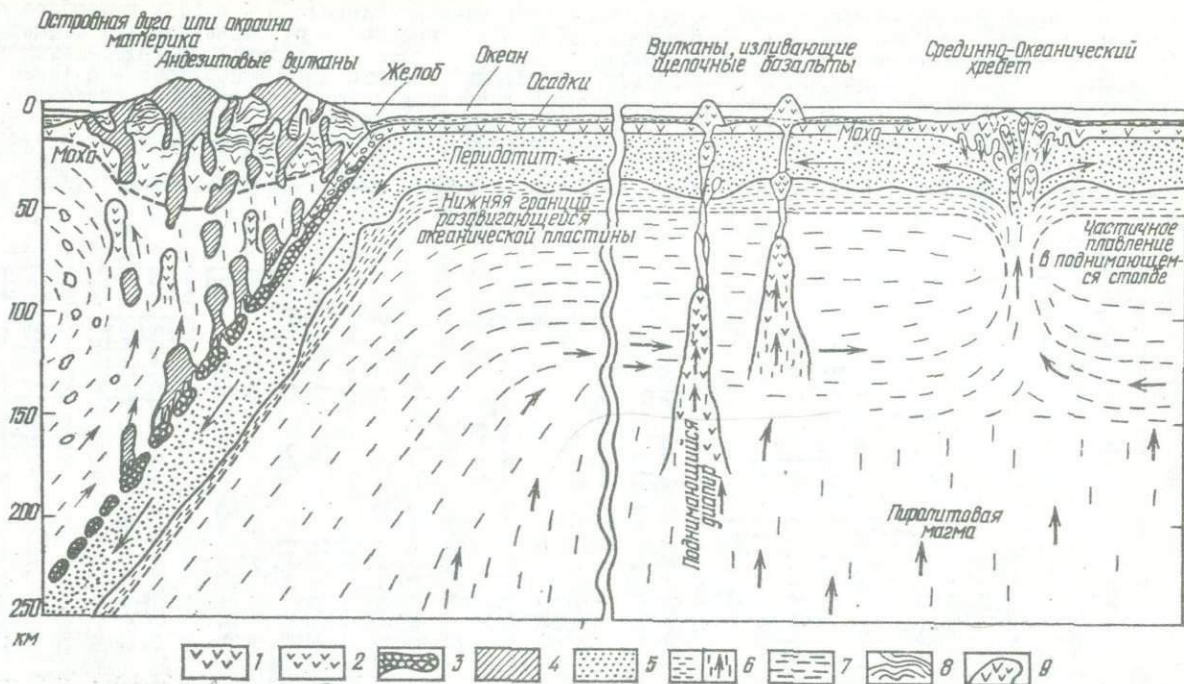


Рис.22. Эволюция земной коры и механизм раздвигания океанического дна по Рингвуду и Грину (Рингвуд, 1972):

1 - базальт или амфиболит, 2 - базальтовая магма, 3 - эклогит, 4 - известково-щелочные серии (андезиты, дациты), 5 - остаточный перидотит, 6 - исходный пиролит, 7 - область зарождения пиролита, 8 - осадочные породы, 9 - базальтовая магма толеитового ряда.

Разрезы современной земной коры показывают сложное глубинное строение этой структуры и значительную горизонтальную и вертикальную неоднородность ее (рис.23). Последняя может быть обусловлена спецификой эволюции, поддвигами и надвигами блоков океанической и континентальной коры в зоне Бенъофа и перемещением фрагментов (осколков) Африканского и Евразийского континентов. Так, участки коры с повышенной мощностью "гранитного" слоя Паннонский микроконтинент - рассматриваются как фрагменты Африканского континента (Чиокардел, Соколеску, 1972).

Несомненно, многие детали глубинного строения отражают характер развития зоны сочленения Европейского континента и океана Тетис.

Система структур островная дуга - желоб характеризуется также интенсивными проявлениями вулканизма. Эти проявления имеют определенные зональность, возраст, химизм продуктов. Наиболее ранние и наиболее кислые вулканические образования располагаются ближе к океану. По направлению к континенту с погружением блока океанической литосферы увеличивается глубина магматических источников и меняется химизм магм к андезитовым и базальтовым с разным содержанием щелочей (Мархинин, 1971). Обычно увеличивается содержание K_2O (Кукал, 1973; Утнасин и др., 1974).

Подобная закономерность присуща и вулканизму Карпатской дуги (Данилович, 1972, 1974, 1975). В ней развиты типичные известково-щелочные серии пород, очень похожие на вулканические образования островных дуг Тихого океана.

Остановимся подробнее на особенностях эволюции кислого вулканизма Карпат, который начинается в позднем мелу и заканчивается в плиоцене (Данилович, 1969; Данилович, Рипун, 1973).

Сведения о кислом вулканизме опубликованы в работах Г.Панто (1961-1965), автора (1966, 1968, 1970, 1973), Г.Чиофлике (1967), С.Пельц (1967), Г.Чиофлике и др. (1973) и др. Материалы глубокого бурения в пределах Закарпатского прогиба показали, что в разрезе молассовой толщи существенное место занимают вулканические образования (игнимбритовые покровы и потоки, туфы). Детальное изучение позволило нам уточнить их возрастной предел и рассматривать кислый вулканизм как самостоятельный, обособленный от андезитового и базальтового.

Судя по развитию кислых пещлов на значительном удалении от центров извержений, большому количеству примеси кислой пирокластике в отложениях сеноман - турона (табл.2, рис.5,6), первые эксплозии кислых магм относятся к низам позднего мела. Эти эксплозии были довольно сильными.

В пределах внутрикарпатской области аналогичные по возрасту образования представлены комплексом иных фаций. Это игнимбритовые образования массива Вледяса, вулканический и субвулканический комплекс гор Апусени и Кжных Карпат, а также гемеридные

граниты Словакии и экзотические образования Баховиц (Польша). Обширные сведения имеются о развитии кислого магматизма Румынии. На основании их можно восстановить эволюцию и ритмичность вулканических процессов.

Проявления вулканизма, предшествующие интрузивной активности, связаны с субгерцинскими деформациями гор Апусени. Они характеризуются многократной пульсацией в позднем туроне, коньке, сантоне, кампане, маастрихте, дане и палеогене. Наиболее интенсивно процессы вулканизма проходили в палеоцене с многократными ритмами извержений до конца раннего эоцена (Чиофликэ, 1967). Следовательно, вулканические процессы можно рассматривать как предшествующие ларамийскому магматизму. Во время ларамийского диастрофизма преобладали восходящие движения, превратившие область в кратон (Чиофликэ и др., 1973). Вулканические образования (риолиты, дациты и их пирокласты) находились в ассоциации с субвулканическими и выделены в вулканоплутонический комплекс.

В зонах массового развития кислого вулканизма трудно проследить ритмичность извержений, но в близлежащих водоемах позднемелового возраста отложилось большое количество пирокластики. Соотношение этих отложений с фаунистически охарактеризованными осадками позволяет точно датировать возраст отдельных ритмов извержений. Отмечается несколько вспышек вулканизма, которые могли поставлять пирокластику и в удаленные бассейны осадконакопления. Это позднетуронские и сенонские вспышки (Чиофликэ, 1967).

Вулканические образования слагают массивы различных размеров и формы. В массиве Влэдэяса отмечаются серии дацитовых и риолитовых пород с разной формой залегания, экструзивные тела диоритов, гранодиорит-порфиров, гранодиоритов, микрогранитов, гранитов и продукты эксплозивной деятельности. Среди последних преобладают игнимбитовые образования, приуроченные к западной части массива Влэдэяса (Чиофликэ и др., 1973).

Интрузивные тела находятся непосредственно на ларамийских разломах. Они прорывали сенонские вулканические толщи и верхнемеловые осадки и метаморфизовали их. Магматический расплав интродировал вдоль главных систем разломов в фундаменте гор Дроцея, вдоль периферических и внутренних разломов опускающегося бассейна Влэдэяса и вдоль разломов, ограничивающих взброшенные блоки метаморфических пород массива Гилэу и Вихор. Состав магматических образований, возникших в результате повторных инъекций дифференциатов магмы, изменяется от гранодиоритов до пироксеновых диоритов, что свидетельствует о глубинной магматической дифференциации с образованием известково-щелочной серии с двумя конечными продуктами: диоритов (основная ветвь) и гранитов, микропегматитов и аплитов (кислая ветвь) с тенденцией к увеличению содержания калия (Бокалетти, 1973).

Отсутствие гомогенности в интрузивном комплексе связывается с ритмическим притоком магмы и специфическим ходом дифференциации в гиабиссальных условиях, которая имеет незавершенный характер из-за быстрого охлаждения. Шлифы встречаются исключительно вдоль разломов всей банатитовой провинции.

Комплекс даек, с вариацией в составе от кислых к основным, образуется позже, чем субвулканические и плутонические тела. Он развит по периферии крупных интрузивных тел и особенно обильно представлен в горах Бихор и Траскэу (Чиофликэ и др., 1973).

Апофизы характеризуются разнообразием структуры и состава. Среди них отмечаются жилы габброидов, представляющие собой специфические образования, возникшие в результате аккумуляции кристаллов (сепарация кристаллов при дифференциации магмы). Они развиты в Банате в интрузивном теле гранодиоритов Бокша Роменэ, Окна-де-Фиер и Сурдук (Джушке, 1950; Онческу, 1960).

Металлогенический этап и метасоматические изменения происходили в конечный период магматизма. Пострудными являются лампрофировые дайки, лишенные рудной минерализации и завершающие активность ларамийского магматизма. Г. Чиофликэ и др. (1973) подчеркивают генетическое родство между вулканическими продуктами позднемелового возраста и фрагментами изверженных пород в раннем эоцене. На основании этого можно определить возрастной диапазон, магматической активности гор Апусени и Алпных Карпат как поздний мел - ранний эоцен (Чиофликэ и др., 1973; Бокалетти и др., 1973).

Кислый вулканизм в позднем мелу и палеогене имел место не только в Карпатской островной дуге, но и на ее продолжении к юго-востоку, в Среднегорье. Ритмичность извержений в описываемых областях нередко совпадает. Названные районы вулканической деятельности могли поставлять значительное количество тонкой пирокластики в удаленные бассейны осадконакопления Карпатского региона. Поэтому для восстановления масштабов вулканизма и его ритмичности можно использовать также положение пирокластических фаций в разрезе верхнего мела.

Учитывая, что сильные эксплозии кислой магмы, вследствие которых образовывался пепловый материал, разносимый ветрами на большие расстояния, свойственны начальным стадиям определенных ритмов извержений, мы можем по фациям, осаждаемым в удаленных водоемах (по флишевым трогам Внешних Карпат, позднемеловому морю прилегающих частей платформы) частично восстановить эволюцию кислого вулканизма. Они, конечно, не дают полного представления о всех ритмах извержений и о данном этапе вулканической деятельности, но на основании этих фаций можно определить возрастной диапазон появлений вулканизма (сеноман - дан) и характеризовать отдельные, точно датированные сильные вспышки вулканической дея-

тельности. Такие туфы и туффиты отмечаются в отложениях верхнего мела Польских Карпат, стрыйской свиты Украинских Карпат, Восточных Карпат и гор Апусени, а также на территории Предкарпатья и Воляно-Подольской плиты - в отложениях верхнего мела Подольского Приднестровья и Польской Низменности (скв. Жебрэк под Сельдцами).

Автор предполагает, что кислый вулканизм начинался в западной части Карпатской островной дуги. Основанием этому может служить общая направленность в развитии геологических явлений и эволюции океана Тетис, закрытие которого намечается в западной части с постепенным смещением зон сжатия к востоку и юго-востоку (Смит, 1971). Наличие фаций, характеризующих проявления кислого магматизма (туфолавы и игнимбритовые образования гор Бякк, гемеридные граниты), также свидетельствует о том, что вулканизм протекал в этой части Карпатской дуги. Впоследствии миграция вспышек вулканизма происходила с запада на восток вдоль островной дуги.

Особенности палеогеографической и геотектонической обстановок и характер фаций подтверждают, что процессы вулканизма протекали в наземных условиях на территории, испытавшей поднятие. Видимо, на участках, где имели место проявления вулканизма, развивались разные фации, характерные для этого типа вулканизма (игнимбритовые покровы, туфолавы, эффузивные и экструзивные образования липаритов и дацитов, дайковая фация, пизолитовые туфы).

Анализируя данные о геологическом положении туфов и туффитов в разрезе верхнемеловых отложений, схему распространения фаций кислых вулканических образований (см. рис. 6), можно проследить приблизительно эволюцию кислого вулканизма в позднем мелу. Первые вспышки вулканической деятельности соответствуют нижней части позднего мела - сеноману - раннему турону и турону, максимальное оживление - сенону (несколько ритмов извержений) и более слабые проявления - дану и палеоцену. Близкое положение прослоев верхнемеловых туфов в разных структурных зонах свидетельствует об одновременности извержений, поставлявших пепел в удаленные бассейны осадконакопления, о совпадении ритмов извержений. Интервал вулканической деятельности охватывает время от сеномана до дана, другими словами - почти весь поздний мел. Следует учитывать, что интервалы проявления кислого магматизма, т.е. сами извержения были кратковременны. Разносившийся в виде туч пепловый материал осаждался быстро, поэтому туфовые прослои даже небольшой мощности почти не содержат примеси терригенного материала. Это отмечают большинство исследователей как закономерное явление (принимая во внимание разную скорость осаждения вулканогенного и терригенного материала). Незначительная примесь пирокластики

обуславливает формирование осадочных пород типа туфопесчаников, туфоаргиллитов. Мощность туфовых прослоев в удаленных водоемах невелика (не более 1-1,5 м), хотя, учитывая силу эксплозий и расстояния от центров извержений, она могла быть значительно больше.

В палеогене намечается несколько вспышек вулканической деятельности. О них мы можем судить по сохранности туфовых прослоев в отложениях палеоцена, эоцена, олигоцена Внутренних и Внешних Карпат. Зоны кислого вулканизма в палеогене четко устанавливаются в горах Апусени, Южных Карпатах, Среднегорье. По всей вероятности, они поставляли кислую пирокластику в удаленные бассейны. Польские геологи почти единодушно связывают происхождение пепловых горизонтов и бентонитов с субаэральными удаленными вулканическими взрывами. Продукты эксплозий, по их мнению, транспортировались по воздуху на большие расстояния и отлагались в бассейны осадконакопления из эруптивных туч (Александрович, Парахоньяк, 1958; Михалик, Визер, 1959; Кошарский, Визер, 1960; Визер, 1963).

Наиболее вероятным источником пирокластического материала в палеогене можно считать зону банатитового вулканизма, где в палеоцене и эоцене продолжались извержения кислых магм. Сложнее оказалось найти возрастные аналоги олигоценых вспышек кислого вулканизма, поскольку даже в пределах внутрикарпатской области развиты только пепловые фации (см. табл. 3), хоть более крупнозернистые по сравнению, например, с чечвенскими туфами. Видимо, их можно связывать с извержениями в Среднегорье (Болгария), где в Родопском и Сакаро-Стражджанском массивах в это время интенсивно протекал кислый вулканизм ("Стратиграфия Болгарии", 1968). Для такого предположения есть определенные основания: одинаковый возраст вулканических образований (см. табл. 4), равномерное уменьшение крупности пирокластического материала с юга на север, близость химического состава и минеральных парагенезисов.

Характеризуя эволюцию кислого вулканизма в палеогене, можно отметить главные вспышки: в раннем палеоцене, раннем и среднем эоцене, интенсивный пароксизм в позднем эоцене и несколько интенсивных ритмов в олигоцене (рис. 24). Максимальная мощность туфовых прослоев характерна для чечвенского горизонта. Пепловый материал повсеместно тонкий (сотне доли миллиметра), что свидетельствует об удаленных источниках и сильных эксплозиях кислых магм, характеризующих начальные этапы отдельных ритмов извержений. Состав магмы изменялся от дацитового до липаритового, преобладали извержения липарито-дацитового состава.

Неогеновые вулканические образования кислого состава представлены повсеместно, они хорошо сохранились. На основании широкого развития фаций (как удаленных, так и характеризующих поло-

жение центров извержений) можно восстановить эволюцию кислого вулканизма. Непрерывность процессов последнего подтверждается наличием кислых туфов в отложениях бурдигала, гелльвета, тортона, сармата и паннона. Вулканические образования всех всплеск миоценового вулканизма известны среди соответствующих отложений прогибов и впадин в виде пирокластических пород. Они обычно очень мощные, что позволяет восстановить отдельные ритмы вулканической деятельности.

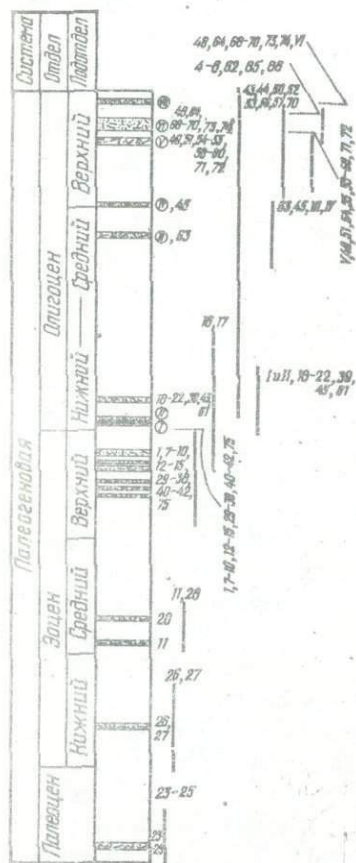


Рис.24. Основные ритмы (I) и интервалы вулканической деятельности (II) в палеогене. Нумерация местонахождений вулканических пород соответствует табл.3 и рис.17. Римские цифры - горизонты туфов.

Самые ранние проявления кислого вулканизма в неогене относятся к отложениям нижнего и верхнего бурдигала (см. рис. II). Ими начинается новый этап кислого вулканизма в западной части островной дуги, где они ассоциируют с нижнемиоценовыми пестроцветными глинами и имеют различные мощности (встречаются прослой 6-7 и 150 м). Эти образования риолито-дацитового состава. Среди них отмечаются грубообломочные, пемзовые и кристаллокластические потоковые туфы (Панто, 1965). Основная масса потоковых туфов местами так сильно спеклась, что их принимали за риолиты. Пепловые туфы и туффиты развиты севернее полей игнимбритовых образований, характеризующих положение центров извержений типа каналов-трещин уже в Южной Словакии.

Проявления этого этапа кислого вулканизма связывается с движениями, последующими за савской фазой складчатости (Будай и др., 1963). Центральные Карпаты испытывали поднятие. В результате нижнебурдигальское море стало регрессировать, образуя изолированные бассейны с пресноводным или континентальным осадконакоплением, по разломам происходили извержения кислых магм.

Риолитовые туфы непрерывно прослеживаются в разрезе гельвета на территории Венгрии в виде нескольких прослоев (50-150 м). Вулканическая деятельность начиналась накоплением толщи континентальных риолитовых туфов в низах гельветского яруса в районе гор Матра (район Шальготорьяна и др.) и на южном склоне гор Бюкк. Многократная пульсация кислого вулканизма обусловила формирование мощных толщ вулканических образований в Большой Венгерской впадине. К концу гельвета вулканизм затухал.

Следует отметить, что проявления кислого вулканизма в гельвете характерны и для района гор Мечек (система Внутренних Динарид). Мощная толща (около 300 м) риолитов и их туфов вскрыта скважиной Сексард на глубине 341-613 м среди нижнегельветских континентальных грубообломочных конгломератов мечекского типа. Она сложена туфами, агломератами и риолитами с флюидальной текстурой (Вадас, 1964). В шпировой фации гор Мечек прослеживаются частые прослои риолитовых туфов, свидетельствующие о постоянных выбросах пирокластики в позднегельветское время.

Не менее интенсивно процессы кислого вулканизма проходили в горах Апусени. Здесь извержения начались в гельвете. Комплексы пород - риолиты, игнимбитовые образования и туфы - свидетельствуют о том, что центры извержений находились на этой территории (Сыческу, 1960; Чиофликэ и др., 1973).

Таким образом, процессы кислого вулканизма в гельвете широко протекали на территории Венгрии и Румынии. С ними связано формирование прослоев туфов кислого состава в гельветских отложениях во впадинах внутрикарпатской области и Предкарпатском прогибе, где, по данным Д.В.Гуржия (1969, 1974), в стебникской свите развиты четыре прослоя туфов. Самый мощный (до 37 м) залегает в низах гельвета. Видимо, он связан с сильными взрывами кислых магм в раннем гельвете в пределах Карпатской островной дуги. Следует отметить контрасты в мощностях отложений кислого состава (30-500 м) и характере фаций. Во внутрикарпатской области развиты эффузивные образования, игнимбитовые потоковые туфы различной структуры, чаще всего пемзовые, туфы грубообломочные и агломератовые (Вадас, 1964). Удаленная фация представлена тонким пеплом (осколки стенок пор пемзы). Размер частиц - десятые доли миллиметра, реже - первые миллиметры.

Еще более интенсивны проявления кислого вулканизма в раннем тортоне. Мощные толщи вулканических образований кислого состава повсеместно залегают в нижней части раннего тортона. Это в основном игнимбитовые образования, лавы развиты редко. Извержения характеризуются "постоянным распылением кислой магмы в результате разрядки больших напряжений" (Вадас, 1964). Тортонский вулканизм был направлен вдоль разломов, образовавшихся в результате заклъ-

чительных восходящих движений штирийской фазы складчатости (Будай и др., 1963; Вадас, 1964).

Кислые вулканические образования того времени очень разнообразны по фациальному составу. Вещественный состав туфов по всему разрезу сходен, прослеживаются небольшие вариации в содержании кремнезема и щелочей. Г.Панто (1964), отмечая важность выделений крупных этапов вулканизма, справедливо указывает на существование многочисленных ритмов извержений разной силы. Так, в разрезе тортона Венгрии и Закарпатского прогиба их насчитывается 30-50. Они зафиксированы в виде прослоев туфов в осадочных отложениях внутрикарпатских впадин и меньше - в Предкарпатском прогибе.

В районах развития массовых вулканических образований кислого состава сформированы мощные толщи игнимбритовых отложений. В скважинах, пробуренных в Большой Венгерской впадине, повсеместно вскрыты мощные миоценовые вулканические образования, которые трудно расчлнить стратиграфически, но они свидетельствуют об интенсивных проявлениях кислого вулканизма на этой территории в тортоне и сармате.

Согласно Г.Панто (1962, 1964), Л.Кереш (1964), Т.Зеленке (1964), вулканические образования кислого состава в основном континентального наземного происхождения (на севере впадины это толщи агломератов, игнимбритовых покровов, риолитов, дацитов и туфов, на юге - прослой тонкообломочных туфов). С раннетортонским этапом кислого вулканизма связано формирование мощных толщ игнимбритовых образований, донных и наземных потоков пещла, в разной степени спекшихся, местами обогащенных кристаллокластическим материалом, и прослой воздушно-осажденных и перестолженных туфов (новоселицкие туфы, туф Деж).

Начиная с раннего тортона наиболее четко проявляются особенности игнимбритового вулканизма. Он протекал довольно широкой полосой по северной и северо-восточной частям Венгрии, в Закарпатском прогибе и в Румынии. Миграция и затухание извержений происходило с запада на восток. Позднетортонские вспышки вулканизма (их больше шести) тяготеют к восточной части внутрикарпатской области. Суммарная мощность вулканических образований кислого состава превышает 1500 м. Отдельным вспышкам соответствуют прослой туфов в Предкарпатском прогибе и на платформе.

Не менее интенсивен по масштабам был раннесарматский этап игнимбритового вулканизма. Основная масса этих образований развита в западной части Закарпатского прогиба и протягивается далее на юго-запад в Венгрию, где отвечает площадным покровам потоковых туфов Венгрии ("верхний риолитовый туф"). На этом этапе были широко развиты игнимбритовые покровы, туфолавы и экструзии липаритов и дацитов.

В конце паннона процессы кислого вулканизма затухали на востоке внутрикрупатской области. Слабые его проявления установлены в районе сел Крива, Велятина, Хижи, Юливец и в Румынии.

Направление главных игнимбритовых покровов трассирует систему трещин-каналов, соединявшихся с магматическими камерами. С ними связано формирование удаленных фаций пеплов и игнимбритовых покровов. Это свидетельствует о коротком времени приоткрывания продольных трещин, после чего каналы закрылись из-за бокового сжатия, и об уменьшении тектонической активности. Оперяющие радиальные трещины существовали более длительное время, что обусловило развитие всех стадий ритма извержений кислой магмы, вплоть до закупоривания их "сухими" порциями магмы в виде экструзивных куполов дацитов и липаритов (Береговское холмогорье).

С обеими системами разломов связан вынос большого объема пирокластического материала и последующие сингенетические обрушения блоков кровли над опустошенной частью близповерхностной магматической камеры. Незначительные амплитуды обрушений и их региональный характер свидетельствуют о неглубоком залегании промежуточных магматических очагов.

Таким образом, эволюция кислого вулканизма в неогене характеризуется многократной пульсацией в бурдигале, гельвете, тортоне, сармате и панноне. Можно установить главные вспышки вулканической деятельности, с которыми связано формирование вулканических толщ кислого состава существенной мощности — бурдигал-нижнегельветская, нижнетортонская, верхнетортонская, нижнесарматская и паннонская (рис. II).

Удаленные пепловые фации указывают на значительный радиус размещений кислой пирокластики (свыше 300 км). Можно отметить совпадение возраста и связь туфовых прослоев Предкарпатья с определенными ритмами извержений в Карпатской островной дуге.

Подводя итоги по всему разделу, можно отметить, что кислый вулканизм имел длительную эволюцию, многократную пульсацию в течение позднего мела, палеогена и неогена. Он протекал в два этапа: позднемелово-палеогеновый и миоценовый (бурдигал-паннон). Интенсивность вулканизма уменьшалась со временем. Сохранность продуктов лучшая у молодых этапов. Хорошо увязываются удаленные фации пеплов с определенными ритмами извержений почти всех вспышек вулканизма. Намечается тесная ассоциация вулканических образований с молассами и континентальными отложениями поднятых областей позволяет рассматривать вулканические проявления как оспро-вождающие зрелую стадию островной дуги в развитии Карпатской складчатой области.

Крайне кислые составы и большие объемы игниобритовых отложений ограничивают выбор механизма образования кислых магм. Происхождение их путем фракционной кристаллизации основных магм исключается, поскольку в таком случае потребовались бы огромные массы базальтовой магмы. Многие исследователи считают, что единственным источником кислых магм является плавление в коре, протекающее в значительном объеме. Однако существуют данные, свидетельствующие о том, что часть риолитов древних кристаллических щитов могла сформироваться непосредственно из первичного материала мантии (Соболев и др., 1967; Мак-Берни, 1972). В настоящее время экспериментальными данными подтверждена возможность плавления различных пород коры с образованием гранитных магм. Но на основании лишь этих данных нельзя решить однозначно проблему генезиса больших объемов кислых магм (Соболев и др., 1967; Менерт, 1968; Шинкарев, 1970; Петров, 1972).

Лабораторными исследованиями различных систем, моделирующих природные процессы, установлена эвтектоидная природа гранитной магмы (Таттл, 1955; Таттл и Боуэн, 1958). Эвтектический состав гранитов — самое убедительное доказательство образования их из расплавов, ибо никакими другими способами закономерные количественные соотношения минералов возникнуть не могут. Итак, гранит — продукт кристаллизации расплава, близкого к эвтектике. Отсюда вытекает, что состав гранитного расплава определяется только давлением и температурой и на первом этапе не зависит от состава пород, из которых выплавляются гранитные магмы (Петров, 1972; Штейнберг, 1974). Дальнейшее повышение температуры по сравнению с температурой эвтектики, будет влиять на дополнительное растворение материнских пород, что приведет к изменению состава расплава. При самых низких температурах выплавляется аплитовый состав, при более высоких — гранитный и гранодиоритовый. Увеличение давления ведет к изменению положения тройной эвтектики с увеличением альбитового (плагноклазового) компонента. Во всяком случае, из материнской породы в начале выплавляются только те

компоненты и в том количестве, в котором они должны войти в состав эвтектики, характерной для данных $P-T$ на участке генерации палингенной магмы.

Д.С.Штейнберг установил, что в природе наблюдаются два типа гранитов, отвечающих эвтектикам: бедные и богатые водой (сухие и водные граниты); они различаются по количеству воды в магме во время кристаллизации, что отражается на составе сосуществующих полевых шпатов и темноцветных минералов. Кроме того, эти граниты занимают различные геологические позиции и имеют разное происхождение. Сухие граниты обычно ассоциируют с близкими по составу вулканическими комплексами, образуя единые генетические вулкано-плутонические формации, широко представленные в центральном Казахстане, Тихоокеанском вулканическом поясе (Штейнберг, 1974). Они найдены и в реликтовой Карпатской островной дуге (в районе гор Апусени, Банате, Среднегорье в Балканах).

Выплавление магм и формирование этих комплексов могло происходить в нижних горизонтах коры и в мантии (Соболев и др., 1966; Данилович, 1969; Герц и др., 1973). Широкое развитие игнимбритового вулканизма в этих участках Земли свидетельствует о том, что магмы были бедны водой (не более 3%), а проблема происхождения бедных водой гранитоидных магм пока еще не решена. Это отмечают многие исследователи, в то же время водные плутонические граниты всеми рассматриваются как результат водного анатексиса в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, т.е. на средних уровнях земной коры — на глубинах 15–20 км (Соболев и др., 1967; Штейнберг, 1974).

Взаимосвязи процессов метаморфизма на разных глубинах и образованию гранитоидных магм посвящены работы В.С.Соболева (Соболев и др., 1964, 1966, 1967). Он отмечает, что главным источником палингенного гранитного магмообразования является земная кора. С увеличением глубины при больших температурах появляются гранитные магмы. Состав расплавов при этом отклоняется от эвтектического (становится высокоглиноземистым) и характеризуется низким содержанием воды. Кроме того, В.С.Соболев предполагает возможность образования кислой магмы путем селективной выплавки из перидотитовой мантии.

Большие объемы игнимбритовых образований, туфов, развитых во внутрикратской области, заставили и нас задуматься об источнике магмы и его природе. Решение этого вопроса было сложным (Данилович, 1969; Данилович, Гайдучок, 1972). Автором рассматривались все факторы, утверждающие или отрицающие палингенную природу источника. Однако ряд признаков — преобладание игнимбритового типа вулканизма, химические свойства магм (преобладание дацитового состава), минеральные ассоциации, наконец определение отноше-

ния $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах кислого состава – все же склонили нас к тому, что источник кислых магм – мантия. Окончательное же решение вопроса о природе источника кислых магм может быть найдено при дальнейшем изучении изотопов рубидия и стронция, содержащихся в породах. В настоящее время многие вопросы взаимоотношения коры и верхней мантии решаются на основании геохимии изотопов.

В последние годы получены новые данные, доказывающие, что сиалическая часть коры не была единственным источником кислых магм, с которыми связаны кислые вулканические образования гигантских объемов, формирующие огромные игнимбритовые поля.

Выдвигаются несколько гипотез происхождения кислых магм путем: 1) частичного плавления пород сиала; 2) частичного плавления оимы; 3) фракционной кристаллизации андезитовых и базальтовых магм из мантии. Существует также модель образования известково-щелочных магм (см. рис. 22) Грина – Рингвуда, показывающая механизм возникновения больших объемов магм среднего и кислого составов.

Использование изотопных исследований открывает новые возможности в познании эволюции магм, природы их источника.

Кислые магмы, из которых образовались значительные объемы кайнозойских вулканических и плутонических пород гор Рокки (США), не могли возникнуть путем плавления сиалической части коры, характеризующейся очень высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,76–1,0), поскольку сами вулканические и плутонические породы имеют низкое отношение изотопов – 0,704, т.е. содержат меньше радиогенного стронция, чем их предполагаемый источник (До, 1968). Дальнейшие исследования показали, что источником магм были участки плавления пород низов коры и верхней мантии, имеющих отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,704, что близко к значению его в мантии.

Примером регенерации сиалической коры при формировании больших объемов кислых магм, подтвержденной данными по изучению изотопного состава стронция, является район Новой Зеландии. Тут источником магм предполагаются вовлеченные в парциальное плавление триас-юрские граувакки и аргиллиты. Величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих породах (Эварт, Стип, 1968) идентична величине его в вулканических породах (табл. 16).

Анализ литературы по данному вопросу показал, что вулканические образования кислого состава большей частью имеют низкое значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, близкое к значению его в мантии. Изучение изотопов стронция в породах банатитового комплекса и в биотитовых дацитах (возрастом 60 млн. лет) гор Дроцея (Апусени) показало, что радиогенного стронция в них содержится очень мало. Они рассматриваются как дериваты верхней мантии без примеси корового

материала или как претерпевшие слабую кантаминацию в нижней части коры (Герц и др., 1973). Величина начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в более молодых вулканических породах также очень мала, что дает возможность предположить для них мантийный источник магм (Герц и др., 1973).

На основании этих данных можно принять модель Грина - Рингвуда как возможный механизм образования известково-щелочных магм в островной дуге Карпат. Выплавление магм из поддвигающихся фрагментов океанической литосферы признается как возможный источник магм при формировании банатитового комплекса гор Апусени и Южных Карпат (Радулеску, Сандулеску, 1973; Бокалетти и др., 1973). Такое предположение подтверждено определениями содержания изотопного стронция в породах офиолитовой ассоциации (источник магм) и в вулканических породах (табл. 16).

Анализ фациального состава кислых вулканических образований каждой вспышки вулканизма свидетельствует о том, что фации, характеризующие положение центров извержений, занимают наиболее внутренние части внутрикарпатской области (см. рис. 6, 7, 11). Это в основном протяженные покровы игнимбритовых образований, которые трассируют направление продольной магматической камеры, или аффузивно-экструзивные образования и их глубинные аналоги. Изучение положения игнимбритовых покровов в пространстве показало, что местоположения зон вулканизма в разные этапы незначительно изменялись.

Многочисленные вспышки вулканизма оставили нам большое количество игнимбритово-пепловых кислых образований, а изучение их дало эффективные результаты для познания особенностей исходной магмы и ее природы. Близкий состав родоначальных магм в пределах одной тектонической зоны свидетельствует о наличии общей зоны генерации. Своеобразие магматических очагов обусловило особенности состава вулканических образований. Поэтому при исследовании петрохимической характеристики нас в первую очередь интересовали признаки, связанные с особенностями исходной магмы и являющиеся функцией состава источника (петрохимические индексы в таком случае выступают как показатель типа магмы и тектонических условий).

Изучение автором петрохимических особенностей возрастных комплексов липарито-дацитовый формации Карпат показало, что они являются производными известково-щелочных магм кислого состава, имеющими аналоги в островных дугах Тихого океана. Поэтому для них можно предполагать выплавление магмы из погружающейся плиты океанической литосферы в зоне Беньофа, а проявления кислого андезитового и андезито-базальтового вулканизма можно использовать при палеотектонической реконструкции положения островной дуги и направления зоны Беньофа (Данилович, 1975).

Т а б л и ц а 16

Значение отношения ^{87Sr/86Sr}
в породах коры и мантии

Горные породы	Значение	Источник магмы	Значение	Автор
Вулканический комплекс Новой Зеландии	0,7042-0,7067	Триас-юрские осадки (верхняя часть коры)	0,7040-0,7070	Эварт, Стип, 1968
Ларамийские граниты района гор Рокки	0,7060-0,7080	Осадочные породы (верхняя часть коры)	0,7060-0,7080	До, 1968
Анатектические граниты района гор Рокки	0,7600-1,0	Гранитный слой коры	0,76-0,8 0,79-1,0	Тот же
Мезозойский и кайнозойский вулканический комплекс гор Рокки	0,704	Низы коры и верхи мантии	0,704	" "
Кислые вулканические комплексы Тасманской геосинклинали	0,701-0,703	Низы коры и верхи мантии	0,701-0,703	Бренч, 1967
Молодые океанические базальты	0,702-0,705	Верхняя мантия	0,702-0,705	Харт, 1972; Грин, Рингвуд, 1968
То же	0,703-0,704	То же	-	
Банатиты гор Дроцея (Апусени)	0,7038	Подвинутые фрагменты океанической коры: ультрабазиты габбро базальты спилиты	0,704 0,703 0,703 0,704	Герц, Йонес, Саву и др., 1973
Дациты гор Дроцея (Апусени)	0,7044	-	-	Те же

Для более полного понимания явлений, происходивших в очаге, мы использовали результаты экспериментальных исследований искусственных силикатных систем, близких по составу к природным гранитам, а также поведение воды и конечных растворов в гранитных

расплавах (Гарансон, 1937, 1938; Кеннеди, 1957; Таттл и Боуэн, 1958; Таттл, 1961; Хитаров, 1967). Они свидетельствуют о том, что распределение летучих в магме обуславливает ритмичность и характер извержений, изменяет соотношение разных элементов, в первую очередь, щелочей. Это ведет к появлению тех или иных минеральных парагенезисов на определенных этапах кристаллизации магмы. Очень влияет на эволюцию расплава изменение содержания Al_2O_3 . Излишек его вызывает кристаллизацию корунда и граната в расплаве. Преобладание щелочей над глиноземом (по сравнению с необходимым для образования полевых шпатов количеством) ведет к появлению акмита и других щелочных метасиликатов (пироксенов, амфиболов) в отдельных порциях кислого расплава. Исследования О.Таттла (1961) показали, что при фракционной кристаллизации кислой магмы возникают расплавы с разными соотношениями щелочей относительно глинозема. Наблюдается обогащение щелочами последних порций магмы.

Анализируя особенности минералогического состава природных комплексов пород, мы встречаем отмеченные выше явления. Некоторые экструзивные породы (риолиты, дациты) содержат больше щелочей относительно глинозема, нежели экструзивные граниты, поскольку последние кристаллизуются в условиях, позволяющих щелочам покидать расплав (вместе с летучими), что исключено в риолитах, где избыток щелочей будет составной частью затвердевшего стекла.

Отсутствие крупных батолитов гранитоидов в Карпатском регионе, давно замеченное карпатскими исследователями, можно ставить в зависимость от малой роли анатексиса, а в районах кислого вулканизма, видимо, существует большой разрыв в глубине проявления плутонической и вулканической фаций (Данилович, 1969). Проявления гемеридных гранитов и плутонической фации банатитового комплекса представляют незначительные объемы гранитоидов по сравнению с другими складчатыми областями.

Большой интерес к изучению глубин Земли, строения и эволюции земной коры океанов и континентов выдвигает все новые задачи по исследованию и конкретизации особенностей магматических образований кислого состава, составляющих значительную часть разреза земной коры континентов и зон перехода от континента к океану. Выявление их генезиса, приуроченности к определенным структурам и этапам в их развитии, разнообразие проявлений – все это дает большой материал для познания характера геологического развития крупных структур Земли.

Данные о строении земной коры в районе Карпат, анализ эволюции магматизма и первые сведения о характере открытия и закрытия палеокеана Тетис позволили нам предположить связь кислого вулканизма с эволюцией Карпатской островной дуги и преобразованием океанической коры в зоне Бенъофа (последнюю можно считать источником вылавления кислых и средних магм).

Изучение игнимбритовых образований, специфики этого типа вулканизма, особенностей генезиса пород – этих интереснейших созданий Природы – существенно расширяет наши знания о роли вулканизма в массовом накоплении кислых вулканических образований на обширных площадях земной поверхности и создании континентальной коры.

Изучение кислых вулканических образований Карпат показало, что они встречаются по всему разрезу верхнего мела, палеогена и неогена. Различные фации их установлены во многих структурных зонах Карпат и прилегающих территорий. Слабое проявление синорогенной интрузивной деятельности является характерной особенностью эволюции Карпатской островной дуги. Видимо, роль анатексиса была незначительна.

Кислый вулканизм приурочен к наиболее внутренней части островной дуги и протекал на внешней стороне ее. Положение игнимбритовых покровов, эффузивно-экструзивных образований и их глубинных аналогов характеризует зоны, где проходили процессы вулканизма.

Значительная продолжительность действия магматических очагов, из которых вынесено на поверхность большие объемы кислой магмы, близкий химический состав комплексов пород, устойчивые минераль-

ные парагенезисы в разных фациальных разновидностях свидетельствуют об общих источниках магм, которые формировались в мантии за счет парциального плавления поддвигающихся под континент блоков океанической литосферы в зоне Бенъофа. Такое предположение подтверждено первыми определениями содержания радиогенного изотопа стронция в источнике и вулканических породах (Герц и др., 1973).

Изучение эволюции кислых вулканических образований дает основание говорить о миграции извержений каждой вспышки вулканов во времени и пространстве с запада на восток, вдоль островной дуги и о незначительном смещении зон вулканизма с юга на север.

В данной работе впервые все проявления кислого вулканизма рассматриваются вместе, что позволило составить полное представление об эволюции кислого вулканизма, отражающего определенный этап в геотектонической эволюции карпатской складчатой области, установить главные ритмы извержений, охарактеризовать главные фациальные разновидности пород в соответствии с предложенной нами классификацией и особенности их вещественного состава, указать на природу и характер размещения вторичных изменений и рудной минерализации.

На основании проведенных исследований установлены основные закономерности развития кислого вулканизма Карпат.

1. Проявления кислого вулканизма характеризуют зрелую стадию островной дуги в геотектонической истории Карпатской складчатой области (период сжатия).

2. Проявления кислого вулканизма обособлены от проявлений андезитового и базальтового вулканизма и связаны с обособленным источником кислых магм.

3. Специфика тектонического развития Карпатской складчатой области обусловила слабое развитие анатексиса и малую роль гранитоидного интрузивного магматизма, но интенсивное проявление вулканических процессов, оставивших огромные объемы кислых вулканических образований (по Г.Панто - около $100\ 000\ \text{км}^3$).

4. Кислый вулканизм начался в позднем мелу и закончился в конце паннона. Он имел длительную эволюцию, многократную пульсацию в течение позднего мела, палеогена и неогена. Вулканизм характеризуется такими ритмами извержений в п о з д н е м м е л у : в сеноман-туроне, интенсивными проявлениями в сеноне (несколькими вспышками) и слабыми в дане; в п а л е о г е н е : в раннем палеоцене, раннем и среднем эоцене, интенсивным пароксизмом в позднем эоцене и несколькими вспышками в олигоцене; в н е о г е н е : в бурдигал-гельвете, интенсивным пароксизмом в раннем тортоне, позднем тортоне, раннем сармате, слабыми проявлениями и затуханиями кислого вулканизма в панноне.

Вслед за М.Кутаном (1948) выделено два этапа вулканизма – позднемелово-палеогеновый и неогеновый (бурдигал – паннон), которые начинались в западной части островной дуги Карпат, смещаясь к востоку и юго-востоку вдоль нее и на ее продолжение в Балканы.

Интенсивность процессов вулканизма со временем уменьшается, а сохранность вулканических образований соответственно лучшая у молодых этапов.

5. Миграция извержений во времени и пространстве происходила с запада на восток вдоль островной дуги. Образования более молодых этапов вулканической деятельности смещены к востоку.

6. Положение зон кислого вулканизма фиксирует систему каналов-трещин, сообщавшихся с магматическими очагами. Местоположение последних важно учитывать при палеотектонических реконструкциях.

7. Хорошо увязывается возраст удаленных пепловых фаций в разных структурных зонах с определенными ритмами извержений почти всех вспышек вулканизма.

Следует отметить главные особенности кислого вулканизма Карпат.

А. На всех этапах вулканической деятельности преобладал игнимбритовый тип вулканизма, широко развиты мощные покровы поточных туфов, туфолавы, меньше – экструзивно-эффузивные и субвулканические образования. Извержения происходили в континентальных условиях или в прибрежно-мелководной обстановке. Кислые вулканические образования ассоциируют с молассами и континентальными отложениями поднятых областей, что позволяет рассматривать их проявления как сопровождающие стадию островной дуги.

Б. Преобладал трещинный тип извержений, что подтверждается морфологией вулканических районов развития игнимбритовых образований, отсутствием вулканических конусов, наличием линейных структур обрушения, линейным расположением жерл, через которые выжимались купола "сухих" магм (например, район Береговского хомогорья); однородное строение толщ игнимбритовых покровов на большой площади также исключает центральный тип извержений.

В. Кислые вулканические образования во всех факультальных разновидностях пород имеют близкий состав, устойчивые парагенезисы минералов, характер акцессорий. Близкое содержание микроэлементов в вулканических образованиях позволяет связывать их происхождение с общими очагами и считать комагматическими комплексами. Все вулканические образования кислого состава объединены в одну липарито-дацитовую игнимбрито-пепловую формацию. Выделение липарито-дацитовой формации именно в таком объеме вполне оправдано, принимая во внимание геотектоническую принадлежность кислого вулканизма к стадии островной дуги (поздний мел – неоген).

Г. Все изученные вулканические образования кислого состава карпатского происхождения (за исключением палеогеновых) относятся к плагиолипаритовым и плагиодацитовым разновидностям, что имеет региональный характер и отражает особенности состава исходных магм (определенное соотношение щелочей, глинозема, воды). Для таких разновидностей характерно преобладание Na_2O над K_2O с тенденцией к увеличению калия в конечных продуктах.

Д. Для игнимбритовых образований установлено широкое развитие процессов вторичных изменений как площадного, так и локального характеров, среди которых важное значение имеют цеолитизация, алунитизация и др. Цеолиты образуют скопления в мощной толще потоковых туфов (села Новоселица, Сокирница, район Бегани - Берегова) и имеют промышленный интерес. Удаленным пепловым фациям присущи процессы бентонитизации.

Е. Удаленные фации очень однообразны по составу, представлены тонким пирокластическим материалом. В зонах вулканизма фации более разнообразны. Это эффузивно-экструзивные образования и их глубинные аналоги, туфолавы и игнимбриты. Они отражают физические условия петрогенезиса и тектоно-палеогеографическую обстановку.

Ж. Для удаленных фаций характерны малые размеры обломков стекла (вулканическая пыль) кислого состава, отсутствие или низкое содержание тяжелых минералов, малые мощности прослоев, линз, что свидетельствует о большой удаленности центров извержений. Незначительная примесь терригенного материала свидетельствует о большой скорости осаждения пепла из зрелых туч.

- Багдасарян Г.Н., Данилович Л.Г. - Новые данные об абсолютном возрасте вулканических образований Закарпатья. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1968, № 9.
- Беммелен-Ван-Р. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Беммелен-Ван-Р. - Вулканология и геология игнимбригов Индонезии, Северной Италии и США. - В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
- Бобровник Д.П. - Пелловый туф из окрестностей с.Буневичи Дрогобычской области. - ДАН СССР, 1960, т.72, № 5.
- Бойд Ф.Р. - Спекшиеся туфы и потоки Риолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг. - В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
- Будай Т., Матейка М., Матейка А. и др. - Тектоническое развитие Чехословакии. М., ИЛ, 1963.
- Буров В.С., Даныш В.В. - Смугасті вапняки в менілітовій серії Покутських Карпат. - ДАН УРСР, 1966, № II.
- Вадао Э. Геология Венгрии. М., "Мир", 1964.
- Венгліноський І.В. Біостратиграфія міоцену Закарпаття за фауною форамініфер. Київ, "Наукова думка", 1962.
- Венгліноський І.В. - О лагенидовой зоне из торгонских отложений Закарпатья. - В кн.: Геология и геохимия месторождений твердых горючих ископаемых. Київ, "Наукова думка", 1965.
- Визер Т. - Вулканическая пыль и развитие органической жизни в морских бассейнах. Резюме сообщений VI конгресса КБГА, Варшава, 1963.
- Виноградов А.П. - Происхождение оболочек Земли. - Изв.АН СССР, сер. геол., 1962, № II.
- Влодавец В.И. - О некоторых семечинских туфолавах и их происхождении. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1953, № 3.
- Влодавец В.И. - О происхождении пород обычно называемых туфолавами и игнимбритами. - Тр.лабор.вулканологии АН СССР, 1957, вып.14.
- Влодавец В.И. - Вулканы и вулканические образования Семечинского района. - Тр.лабор.вулканологии АН СССР, 1958, вып.15.
- Влодавец В.И. - Проблема туфов и игнимбригов. - Тр.лабор.вулканологии АН СССР, 1961, вып.20.
- Влодавец В.И. - О термине "игнимбриг". - Изв.АН СССР, сер.геол., 1964, № 6.
- Вульчин Є.І. - До вивчення туфітів у відкладах менілітової серії району Долинського нафтового родовища. - В кн.: Матеріали з геології і геохімії корисних копалин України. Київ, "Наукова думка", 1964.
- Вульчин Є.І., Кульчицький Я.О. - Нові знахідки туфів у крейдяних і третинних відкладах Східних Карпат. - ДАН УРСР, 1958, № 4.
- Вульчин Є.І., Кульчицький Я.О. - О новых находках и основных чертах протокластических образований в меловых и третичных отложениях Восточных Карпат. - Тр.УкрНИГРИ, 1959, вып.1.
- Вульчин Є.І., Швай Л.П. - Корелятивні горизонти туфів у відкладах менілітової серії нафтових родовищ Долина і Риппе. - ДАН УРСР, 1961, № 9.
- Вялов О.С. - Час утворення флішевого трюгу Карпат і характер порід його фундаменту. - ДАН УРСР, 1950, № 6.

- Вялов О.С. Ознаки вулканічної діяльності у флішових та моласових товщах північного схилу Карпат і Передкарпаття. - В кн.: Питання геології, 1958, вип.9.
- Вялов О.С., Ладженский Н.Р., Ткачук Л.Г. - Туфовый горизонт в менилитовой серии Восточных Карпат. - ДАН СССР, 1951, т.79, № 1.
- Вялов О.С., Пишанова Л.С., Петрашкевич М.И., Гришкевич Г.Н. - Схема стратиграфии миоцена Закарпатья. - БМОИП, отд.геол., 1962, т.37, № 5.
- Гамильтон У. - Происхождение вулканических пород эвгеосинклиналей и островных дуг. - В кн.: Краины континентов и островные дуги. М., "Мир", 1970.
- Геологическое строение и горячие ископаемые Украинских Карпат. М., "Недра", 1971.
- Глушко В.В. - Тектоника и нефтегазоносность Карпат. М., "Недра", 1968.
- Гофштейн И.Д. - Сейсмоструктурная запада Украинской ССР. - В кн.: Тектоника и полезные ископаемые запада УССР, ч.1. Киев, "Наукова думка", 1973.
- Гофштейн И.Д. - Карпаты как островная дуга. - В кн.: Геология и геохимия горячих ископаемых, 1975, вып.42.
- Гофштейн И.Д., Рипун М.Б. - О находке вулканогеновой породы в меловых отложениях Подолии. - ДАН СССР, 1959, 125, № 2.
- Гофштейн И.Д., Рипун М.Б. - Нові знахідки вулканогенних порід серед неогенових відкладів Прикарпаття. - Геол.журн., 1968, т.28, вип.3.
- Грешнер С.Г. - О подводном образовании игнимбритов и пемзовых туфов. - В кн.: Булканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. - Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. - В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Гуревич К.Я. - К вопросу о стратиграфии третичных осадков Соловьиной впадины. - Геол.об. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 2-3.
- Гуревич К.Я. - Даниловская опорная скважина. Опорные скважины СССР, ч.1. Тр.ВНИГНИ, 1960, вып.24.
- Гуржий Д.В. - Литология моласс Предкарпатья. Киев, "Наукова думка", 1969.
- Гуржий Д.В. - Литология и условия образования неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. - Автореф. докт. дис., Львов, 1974.
- Гуржий Д.В., Рипун М.Б. - Міоценові вулканічні туфи Чернівецької і Станіславської областей. - Геол.журн., 1951, т.ХУ, вип.3.
- Данилович Л.Г. - Геолого-петрографическая характеристика вулканического комплекса хр.Аваш (Закарпатье). - Автореф. канд.дис., Львов, 1961.
- Данилович Л.Г. - Геолого-петрографічна характеристика вулканічного комплексу хребта Оаш (Закарпаття). Київ, "Наукова думка", 1963.
- Данилович Л.Г. - Миоценовые вулканические образования и их роль в строении и тектоническом развитии Карпат. - В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Данилович Л.Г. - Стратиграфия неогеновых вулканических образований Закарпатского внутреннего прогиба. - В кн.: Реферативная информация. Геология, 1968, вып.2.
- Данилович Л.Г. - О природе магматических очагов и особенностях петрогенезиса в альпийский тектоно-магматический цикл развития Карпат. - Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1969, vol. 13.
- Данилович Л.Г. - Основные особенности развития ксилового вулканизма Карпат. - В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне. Изд-во Львовского ун-та, 1969.
- Данилович Л.Г. - Основные особенности развития магматизма Карпат (альпийский тектоно-магматический цикл). - В кн.: Геология и геохимия горячих ископаемых, 1969, вып.2.

- Данилович Л.Г. - Вулкано-плутонические и вулканические формации и их некоторые различия. - В кн.: Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности. М., "Наука", 1969, 4.
- Данилович Л.Г. - О природе субвулканических образований Закарпатья. - В кн.: Магма малоглубинных камер. М., "Наука", 1970.
- Данилович Л.Г. - Основні риси субсеквентного вулканізму Карпат. Геологія і геохімія горючих копалин, 1970, вип.22.
- Данилович Л.Г. - Магматизм и тектоника Карпат. - Геотектоника, 1972, № 3.
- Данилович Л.Г. - О некоторых элементах глобальной тектоники в эволюции Карпатской геосинклинали. - В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых, 1974, вып.40.
- Данилович Л.Г. - Магматизм Карпат и вопросы геодинамики. В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975, вып.42.
- Данилович Л.Г. - До питання про природу магматичних осередків кислого вулканізму Карпат. - В кн.: Геологія і геохімія горючих копалин, 1972, вип.32.
- Данилович Л.Г., Иванова Р.Г., Матвеева А.А. - К вопросу о характере развития и особенностях состава новоселицких туфов в Закарпатском внутреннем прогибе. - В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львовск.ун-та, 1966.
- Данилович Л.Г., Иванова Р.Г., Матвеева А.А. - Характер развития миоценового вулканизма в Закарпатском прогибе. - В кн.: Тектоника Карпат. Киев, "Наукова думка", 1966.
- Данилович Л.Г., Ридун М.Б. - Про розвиток кислих магматичних утворень верхньокрейдового віку в Карпатському регіоні. - В кн.: Геологія і геохімія горючих копалин, 1973, вип.36.
- Данилович Л.Г., Тимошкова Л.П. - Игнимбрито-жильные образования Закарпатья. - ДАН СССР, 1968, т.180, № 6.
- Даныш В.В. - К палеогеографии позднемилового бассейна западной части Украинских Карпат. - ЕМОИШ, отд.геол., 1967, т.XLII, № 2.
- Даныш В.В. - Геологія західної частини південного схилу Українських Карпат. Київ, "Наукова думка", 1973.
- Доленко Г.Н., Данилович Л.Г. Новое в учении о геосинклиналях и его приложение к Украинским Карпатам. - Геолог. журн., 1975, т.35, вып.5.
- Дооін Г.Д.- Вулканічні туфи в кросненських відкладах Українських Карпат. - Геол.журн., 1964, т.XXIV, вип.2.
- Заварицкий А.Н. - Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 1.
- Заварицкий А.Н. - О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолов Армении. - Изв.АН Арм.ССР, сер.геол., 1946, № 10.
- Заварицкий А.Н. - О четвертичных вулканических туфах Армении. - ДАН СССР, 1946, т.3, № 8.
- Заварицкий А.Н. - Игнимбриты Армении. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1947, № 3.
- Заварицкий А.Н. - Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Иванов С.Н. - О возможности подводного образования игнимбритов. Тезисы докладов 2-го Уральского петрографического совещания, т.3. Свердловск, 1966.
- Исинова Т., Минатов М., Куно Х. и др. - Спекшиесея туфы и отложения пемзовых потоков и раскаленных туч в Японии. - В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ., 1963.
- Каменецкий Я. - Некоторые проблемы кристаллического массива Западных Карпат. - В кн.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава, Изд-во ун-та им.Каменского, 1967.
- Карамата С., Чирич Б. - Офиолиты Динарид и их происхождение. - В кн.: Офиолиты в земной коре. М., "Наука", 1973.
- Каретин Ю.С. - Пемзовые туфы и кальдеры в силуре среднего Урала. - ДАН СССР, 1967, т.173, № 2.
- Каролус К. - Среднесловацкие неовулканисты. - В кн.: Кристалличес-

- кие комплексы горных массивов (ядер) и вепорид, палеозой гемерид и среднесловацкие неовулканиды Западных Карпат. X конгресс КБГА, Геолог. Институт им.Д.Штура, Братислава, 1973.
- Карпенчук Ю.Р. - О туфе из торгонских отложений внутренней зоны Предкарпатского прогиба. - Мат-лы научной конференции выпускников геол.ф-та Львовск. ун-та, Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Кеннеди Дж. - О роли воды в магме. - В кн.: Земная кора, М., ИЛ, 1957.
- Кореневский С.М. - Миоценовые вулканические туфы Предкарпатья. - Тр. Всесоюз. ин-та геолургии, 1954, вып.29.
- Коротеев В.А., Мельникова Г.Б. - О находках пизолитовых туфов на Южном Урале. - В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968.
- Костюк В.П., Сасия Г.Г. - Новые данные о возрасте гранатовых липарито-дацитов Советского Закарпатья. - ДАН СССР, 1958, т.118, № 2.
- Костюк В.П. - К вопросу о миоценовом (допаннонском) вулканизме Закарпатья. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1959, № 1.
- Костюк В.П. - Мезо-кайнозойская магматическая деятельность в Карпатах. Автореф. докт.дис., Львов, 1960.
- Костюк В.П. - Геолого-петрографічний нарис магнетизму Карпат.Київ, Вид-во АН УРСР, 1961.
- Кулон Ж. - Разрастание океанического дна и дрейф континентов. Л., "Недра", 1973.
- Курилец И.И. - Тектоника и нефтегазоносность внутренней зоны Предкарпатского прогиба в междуречье Сукели и Прута и перспективы поисков нефтяных и газоконденсатных месторождений. Автореф. канд.дис., Львов, 1970.
- Лазаренко Э.А. - Некоторые особенности развития альпийского магматизма Украинских Карпат. - В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне. М., "Наука", 1973.
- Лещух Р.И. - Новые данные о времени проявления вулканизма в междуречьи Черного Черемоша и Тисы. - В кн.: Тектоника и полезные ископаемые запада УССР, ч.1. Киев, "Наукова думка", 1973.
- Ломизе М.Г. - О вулканизме в геосинклинали флишевых Карпат. - ДАН СССР, т.170, № 1, 1966.
- Ломизе М.Г. - О меловом вулканизме в Украинских Карпатах. - В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинали. Тезисы докл.УШ вулканологического совещания. Изд-во Львовск. ун-та, 1969.
- Ломизе М.Г., Плошко В.В. - О гиперобзитах Главного Мармарошского разлома (Восточные Карпаты). - Геотектоника, 1969, № 2.
- Ломизе М.Г., Маслякова Н.И. - О верхнемеловом возрасте вулканических образований района Гориничева-Полянское (Восточные Карпаты). - Вестник Московск. ун-та, 1967, № 1.
- Лукин А.Я. - Вулканогенные осадки миоцена Предкарпатья. - ДАН СССР, т.83, № 5, 1962.
- Лукин О.Я. - Вулканический туф у відкладах міоцену Передкарпаття. - Геол.журн., 1958, т.18, вип.3.
- Лучицкий И.В. - Основы палеовулканологии, ч.1 и П.М., "Наука", 1971.
- Мак-Берни А.Р. - Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
- Максимов А.В., Марковский Д.А., Рейфман Л.Г., Совчик Я.В. - К вопросу о генезисе кремнистых пород палеогенового флиша северного склона Восточных Карпат. - Тр. УкрНИГРИ, 1963, вып.6.
- Максимов А.В., Рейфман Л.М. - О вулканизме и маркирующих горизонтах олигоцена Украинских Карпат. - ДАН СССР, 1966, т.171, № 4.
- Малеев Е.Ф. - Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., "Наука", 1964.
- Малеев Е.Ф. - Типы кислого вулканизма. - ДАН СССР, 1966, т.169, № 5.
- Мархинин Е.К. - Плутон-созидатель. М., "Знание", 1971.
- Масуренков Ю.П. - Кайнозойский вулканизм Эльбурской вулканической области. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып.51.

- Менерт К. - Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1968.
- Менерт К. - Магматиты и происхождение гранитов. М., "Мир", 1971.
- Миляновский Е.Е., Короновский Н.В. - "Туфолавы" и родственные им образования Центрального Кавказа. - Тр.лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып.20.
- Миляновский Е.Е., Короновский Н.В. - Игнимбрио-туфоловая формация в структуре альпийского пояса юго-западной Евразии. - Тр.лабор. палеовулканологии Каз.ИМС. Алма-Ата, 1963, вып.2.
- Миляновский Е.Е., Короновский Н.В. - Роль туфолаво-игнимбритовых комплексов в структуре и тектоническом развитии земной коры. - Тр.П Всесоюзн. вулканолог. совещания. М., "Наука", 1966.
- Наседкин В.В. - Водосодержание вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. - Тр.ИГЕМ АН СССР, 1963, вып.98.
- Науменко В.В., Гончарук А.Ф. - К вопросу о положении генеральной плоскости скалывания в структуре Восточных Карпат. - Советская геология, 1969, № 5.
- Науменко В.В., Гончарук А.Ф. - О связи неогенового вулканизма и оруденения Закарпатья с глубинным строением земной коры. - В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской зоне. М., "Наука", 1973.
- Обуэн Ж. - О тектонической проблеме офиолитов. - В кн.: Офиолиты в земной коре. М., "Наука", 1973.
- Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. М., ИЛ, 1960.
- Панто Г. - Действие раскаленных туф вулканического пепла, способствующее разрешению петрогенетических проблем в связи с кислым вулканизмом Венгрии. - В кн.: Резюме сообщений. У конгресс КБГА, Бухарест, 1961.
- Панто Г. - Роль игнимбриотов в вулканизме Венгрии. - Тр.лабор.палеовулканизма Каз.ИМС. Алма-Ата, 1963, вып.2.
- Панто Г. - Проблема диагностики вулканических и субвулканических образований в Токайских горах (Венгрия). - Тр.лабор.палеовулканологии Каз.ИМС, 1963, вып.2.
- Пейве А.В. - Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А.В. - Офиолиты в структуре земной коры. - В кн.: Офиолиты в земной коре. М., "Наука", 1973.
- Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. "Недра", М. 1972.
- Петрохия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., "Наука", 1966.
- Платен Г. - Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. - В кн.: Природа метаморфизма. М., "Мир", 1967.
- Рингвуд А.Э. - Состав и эволюция верхней мантии. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
- Рипун И.В. - К минералогии тортоных туфов юго-восточной части Предкарпатья. - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн.2. Львов, 1955.
- Ритман А. - Определение серийного индекса вулканических горных пород. - В кн.: "ХП ГА МГТС", М., Изд-во СССР, 1969.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964.
- Росс К.С., Смит Р.Л. - Туфы пеплового потока, их происхождение, геологическое соотношение и идентификация. - В кн.: Проблемы палеовулканизма, М., ИЛ, 1963.
- Сайко Л. - Сейсмичность и глубинное строение островных дуг. - В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., "Мир", 1970.
- Садецки-Кардош Е. - Обзор геологического строения Венгрии. Докл. на IX конгрессе КБГА, Будапешт, 1969.
- Свириденко В.Г. - Геологическое строение донеогенового фундамента Закарпатского прогиба. - Автореф.канд.дис., Львов, 1973.
- Сикора В. - Перспективы поисков бентонитов и сходных пород в Польских флишевых Карпатах и в Карпатском краевом прогибе. - Мат-лы КБГА, УП конгресс, София, 1965.
- Сикора В., Визер Т. - Современное состояние изученности и перспективы поисков бентонитов и родственных им пород в Польских флишевых Карпатах. - Пшегленд геологичны, 1960, № 12.

- Смит Р.Л. - Потоки вулканического пепла. - Проблемы палеовулканологии, М., ИЛ, 1963.
- Соболев В.С. - Строение верхней мантии и способы образования магмы. - В кн.: XIII чтение им.В.И.Вернадского (12.Ш 1971 г.) М., "Наука", 1973.
- Соболев В.С., Горбачевская О.Н. - Эгирины в туффите из третичных отложений Предкарпатья. - Минерал. об. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 5.
- Соболев В.С., Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш. и др. - Высокотемпературные включения в минералах пегматитов и гранитов, 1964, т.157, № 2.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Хлестов В.В. - Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. - ДАН СССР, т.166, № 2.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. и др. - Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным оттоением земной коры и верхней мантии. - В кн.: Проблема кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., "Наука", 1967.
- Соболев В.С., Костюк В.П. - К геологии неогеновых вулканических пород Закарпатья. - Тр.лабор. вулканологии, 1958, вып.13.
- Соболев В.С., Костюк В.П., Бобривич А.П. и др. - Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Сперанская И.М. - Игнимбриты в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. - Тр.лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып.20.
- Сперанская И.М. - Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. - Автореф.канд.дис., Магадан, 1964.
- Сперанская И.М. - Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1967, № 9.
- Стейнер А. - Происхождение игнимбритов острова Северный, Новая Зеландия. - В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963.
- Стратиграфия Болгарии. София, "Наука и искусство", 1968.
- Строев П.А., Гайнанов А.Г., Вашилов Ю.Я. - Структура коры и мантии в районе Японской островной дуги по гравиметрическим данным. - В кн.: Океанологические исследования, 1973, № 23.
- Суботин С.И., Соллогуб Б.В., Просен Д., Драгашевич Т. и др. - Рельеф поверхности Мохоровичича Карпато-Балканского региона и смежных территорий. - Сов.геология, 1968, № 2.
- Таттл О.Ф. - Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных руд и пород, т.1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Титов Э.М. - Игнимбриты Закарпатья. - В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львовск.ун-та, 1966.
- Ткаченко О.Ф. - Некоторые данные о составе и строении нижнемiocеновых конгломератов. - В кн.: Стратиграфия, литология и палеонтология нефтегазоносных районов Украины. - Тр. УкрНИГРИ, 1959, вып.1.
- Ткаченко О.Ф. - Вулканические туфы из нижнемiocеновых отложений Предкарпатья. - Тр.УкрНИГРИ, 1959, вып.1.
- Ткаченко О.Ф. - Вулканогенные проявления верхнемелового возраста в районе Покутских Карпат. - В кн.: Геология и геохимия горячих ископаемых. 1968, вып.14.
- Ткаченко О.Ф., Лисовенко Л.Ф., Филичук А.С. - Покутская опорная скважина (Ивано-Франковская область). - В кн.: Опорные скважины СССР. Тр. УкрНИГРИ. Ленинград, "Недра", 1967.
- Ткачук Л.Г., Гуржий Д.В., Иванова Г.Н. - Петрография Береговского вулканического холмогорья. - Науч.зап. Львовск.политехн. ин-та, сборник нефтяного ф-та, 1949, вып.1У, № 2.
- Ткачук Л.Г., Кудрин Л.Н., Рипун М.Б. - Неогеновые вулканические туфы Западных областей УССР. - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, 1958, т.У.

- Ткачук Л.Г., Гуржий Д.В., Рипун М.Б. - Литология миоценовых отложений Черновицкой и юго-восточной части Станиславской области. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
- Толстой М.И. - Генетическое и поисковое значение количественных особенностей распределения химических элементов в постмагматических изменениях вулканических пород. - В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне. Изд-во Львовск. ун-та, 1969.
- Удинцев Г.Б., Дмитриев Л.В., Шараськин А.А., Агапова Г.В. и др. Новые данные о желобах-разломах юго-западной части Тихого океана. - Геотектоника, 1974, № 2.
- Улизо Б.М. - Изучение особенностей строения нефтегазоносных толщ Прикарпатского прогиба по данным геофизических исследований скважин. - Автореф.канд.дис., Львов, 1970.
- Устиев Е.К. - Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1961, № II.
- Утнасин В.К., Абдурахманов А.И., Аносов Г.И. и др. - Глубинное строение Ключевской группы вулканов и проблема магматических очагов. - Советская геология, 1974, № 2.
- Фаворская М.А. - К вопросу о механизме образования некоторых туфолав. - Тр.лабор.вулканологии АН СССР, 1957, вып.14.
- Федоров Т.С. - Нижнемеловые игнимбритовые образования Верхнего Приамурья. - Тр.лабор.вулканологии АН СССР, 1961, вып.20.
- Филатова Н.И., Дворянкин А.И. - Роль кислого вулканизма в формировании Охотско-Чукотского вулканического пояса. - БМОИП, отд. геол., 1974, № I.
- Фишкин М.Ю. О липаритовых куполах Береговского района Закарпатской области. - Бюл. вулканологической станции АН СССР, 1954, № 23.
- Фішкін М.Ю. - До питання про вік ліпаритів і пірокластів Берегівського холмогір'я Закарпаття. Тези допов. наук. конф. ДДУ, Львів, 1966.
- Фишкин М.Ю., Чеджемов Т.Х., Цюнь О.В., Мамчур Г.П. - О возрастном соотношении экструзивно-эффузивных образований и полиметаллического оруденения Береговского холмогорья в Закарпатье по данным определения их абсолютного возраста. - В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. Тр.ХІУ сес. Комис. по опред.абсолютн.возраста геол.формаций при ОНЗ АН СССР. М., "Наука", 1967.
- Фишкин М.Ю. - Экструзия Закарпатья и их рудоносность. - В кн.: Вулканизм и формирование минер. месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. Изд-во Львовск. ун-та, 1969.
- Фор Г., Пауэлл Дж. - Изотопы стронция в геологии. М., "Мир", 1974.
- Харт С.Р. - Геохимия изотопов при коро-мантийных процессах. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
- Хворова И.В. - Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. - В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, 1968, т.1.
- Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б. - Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитного состава. Геохимия, 1967, № II.
- Хоменко В.І. - Глибина будова Закарпатського прогину. Київ, "Наукова думка", 1971.
- Чекунов А.В., Ливанова Л.И., Гейко В.С. - Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. - Советская геология, 1969, № 10.
- Червяковский Т.В. - Игнимбриты и туфолавы на Урале. - Тр.лабор. вулканологии, 1961, вып.20.
- Шакин В.А., Глушко В.В. - Менилитовые отложения северо-восточного склона Карпат и Предкарпатского прогиба. - Геология нефти, 1957, № 9.
- Шинкарев Н.Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Ленинград, "Недра", 1970.
- Ширинян К.Г. Игнимбриты и туфолавы. - Тр.лабор.вулканологии АН СССР, 1961, вып.20.

- Ширинян К.Г. - Вулканические туфы и туфолавы Армении. - В кн.: Вопросы вулканизма. Тр. I Всесоюзн. вулканолог. совещ. М.; Изд-во АН СССР, 1962.
- Штейнберг Д.С. - Что же такое гранит? - Природа, 1974, № 3.
- Штилле Г. - К вопросу о происхождении магм. - Изб. труды, М., "Мир", 1964.
- Alexandrowicz St., Parachoniak W. - Tufity miocénские w okolicach Pinczowa nad Nida. - Acta Geol. Pol., 1956, vol. VI, 3.
- Alexandrowicz St., Parachoniak W. - Tufity w górnej krejdzce... - Acta Geol. Pol., 1958, vol. VIII, 2.
- Băncila I., Agheorghiescu V. - Observații noi asupra Flișului dintre valea Suha Mare-valea Moldovei (regiunea Suceava). - Anuarul Comitetului Geol., 1964, vol. 33.
- Birkenmajer K., Wiesner T. - Tufity w warstwach pstrych oclony pieninskiego pasa skalkowego. - Acta Geol. Pol., W., 1956, vol. VI, 1.
- Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. - Evolution of the Upper cretaceous and cenozoic magmatism in the Carpathian Arc: Geodynamic significance. - Mem. Soc. Geol., Italiana, 1973, vol. XIII.
- Boldizar T. - Geothermal data from the Vienna Basin. - J. Geophys. Res., 1968, 73.
- Bordet P. Volcanological nomenclature. I.A.V., Abstract, 1963.
- Branch C.D. - Genesis of magma for acid Calc-alkaline Volcanoplutonic formations. - Tectonophysics, 1967, vol. 4, N1.
- Ciocârdel R., Socolescu M. - Aspects of the Carpathian-Balkan-Dinaric and Central Mediterranean areas Geodynamics. - Revue Roumaine de Geol., Geophys. et Géographie, 1972, t. 16, N 2.
- Cioflică G. - Die Entwicklung des laramischen Magmatismus in Rumänien. - Acta Geol. Hung., 1967, IV; 1-3.
- Cioflică G., Savu H., Borcos M. et al. - Alpină volcanism and Metallogenesis in the Apuseni Mountains. - Publ. Geol. Institut. Bucuresti, 1973.
- Cook H.E. - Ignimbrite flows, plugs and dikes in the southern part of the Hot Creek Range. - In studies Volcanology the Geol. Soc. America. Inc. Mem. 1968, vol. 116.
- Danilovich L.G. - The Significance of Tectonic processes in the Change of the Nature of Initial Magmas... Symposium on Volcanoes and their Roots. Oxford, England, 1969.
- Dewey J., Bird J.M. - Mountain belts and the new global tectonics. - J. Geophys. Res., 1970, 75, N 14.
- Dickinson W.R. - Evolution of Calc-alkaline rocks in the geosynclinal system of California and Oregon. - Bull. Dep. Geol. Mineral. Ind., 1969, 65, 151.
- Dietz R.S. - Geosynclines, mountains and continent-building. - Sci-America, 1972, vol. 226, N 3.
- Doe B.R. - Lead and strontium isotopic studies of cenozoic volcanic rocks in the Rocky Mountain region. Quarterly of the Colorado School of Mines, 1968, vol. 63, N 3.
- Ewart A., Stipp J. - Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island, New Zealand, as indicated by a study of rations, and Sr, RB, K, U and Th abundances. - Geochim. et Cosmochimica, 1969, vol. 32.
- Fenner C. - Incandescent tuff-flows in southern Peru. - Bull. Geol. Soc. Am., 1948, 59.
- Fiske R.S. - Subaqueous pyroclastic flows in the Phanapecosah formation, Washington. - Bull. Geol. Soc. Amer. Washington, 1963, vol. 74, N 4.
- Fiske R.S., Matsuda T. - Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation K Japan. - Amer. Journ. Sci., 1964, vol. 262, N 1.
- Forgács J., Karolus K., Karolusová E., Konecny V., Kuthan M. - Subsequent and Final Volcanism in the West Carpathians. Volcanism and Tectogenesis. - IGC, XXIII, 1963, vol. 2.

- Garanson R.W. - Silicate-water systems. - Amer. miner., 1937, vol.22.
- Garanson R.W. - Silicate-water systems. - Amer. j.Sci., vol.35A. Geologia i Surowce mineralne Polski. Praca zbiorowa pod red. R. Osiki, 1970, Bull. 251.
- Giuscá D. - Le massif éruptif de la Vlădeasa. - An.Com. Geol., 1950, vol. 23.
- Givulescu R. - Contributiuni la studiul Cretacicului superior din bazinul Borodului. - Stud. si cercet. St.Academ. RPR. Piliula Gluj., 1954.
- Gucic S., Jasionowicz J., Koszarski L., Książkiewicz M. - Atlas Geol., Polski zagagnienia stratygraficzno-facjalne. Warszawa, 1962.
- Gucwa L., Koszarski L. - Występowanie bentonitów w warstwach krosnieńskich w okolicy Sanoka. - Prz. geol. W., 1959, vol.7, N 7.
- Gucwa J., Koszarski L. - Występowanie bentonitów w warstwach krosnieńskich dolnych w Zagorzu kolo Sanoka. - Kwart. geol., 1960, vol. 4, N 1.
- Halicki B. - Z badań nad fliszem podhalańskim i magurskim na Podhalu. - Acta geol. Pol., W., 1961, vol. 11, N 4.
- Herz N., Jones L.M., Savu H., Walker R.L. Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ Analysis of ophiolitic and Related Rocks. Abstracte Inter. Sym. om volcanism and associated Metallogenesis. Bucuresti, 1973.
- Hess H.H. - Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea floor. - Submarine Geology and Geophysics, Roc. Symp. Colston, Res. Soc., 1965, 17.
- Иванов Р. - Един петрохимичен метод и моделната систематика на някои магмени скали. Изв. на Геол. Институт Стр. Димитров, кн. XI, 1962.
- Иванов Р. - Магматизъм в източнородопското палеогенско понижение. - Тр.Болгарска АН, сер.геол., геохим., петрография, кн. IV, 1963.
- Иванов Р., Стефанова Д., Камбурова Р. и др. - Редки елементи в вулканските комплекси от централитата и западна част на Родопския срединен масив в България. - Изв.геол.Института АН Болгарии. Серия геол., геохим., част XVIII, 1969.
- Kamenicki M. O tufach wulkanicznych przedgórze Karoat. Archiw.miner. tow.nauk. Warszawa, 1936, XII.
- Kamenický J., Kamenický L. - Gemeridne granity a studenia Spišsko-Gemerskeho Rudohoria. - Geol. prace, 1955, zos. 41.
- Kantor J. - Ar⁴⁰/K⁴⁰ metoda urcovania absolutneho veku hornin a jej aplikacia na betliarsky gemeridny granit. - Geol. Prace, 1957, Zpravy 11.
- Konečný V., Bagdasarjan I.P., Vass D. - Evolution of neogene volcanism in central Slovakia and its confrontation with absolute ages. - Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1969, t.13, N 1-3.
- Koszarski L., Wiezer T. - Nowe horizonty tufowe w starszym paleogene Karpat fliszowych. - Kwart. Geol., 1960, vol.4, N 3.
- Koszarski L., Wiezer T., Żyto K. - Tufity z warstw krosnieńskich z Bereków Górnych w Bieszczadach. - Kwart. Geol., 1960, vol. IV, N 2.
- Koszarski L., Wiezer T., Żgiet J. - Komunikat o występowaniu skal tufowych w dolnej i sredkowej kredzie Karoat Polskich. - Kwart. geol., 1962, vol. VI, N 2.
- Körössy L. - Tectonics of Hungary. - Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1964, vol. 8, N 1-4.
- Książkiewicz M. - Jura i kreda Bachowic. - Pol. Tow. Geol., 1954, vol. 24. z. 2-3.
- Książkiewicz M. - Kontakt skały wulkanicznej w Kamionnej kolo Bochni. - Kwart. Geol., 1958, vol. 11, N 4.
- Książkiewicz M., Wiezer T. - Upper Cretaceous volcanism in the Carpathian Flisch geosyncline. - Acad. Pol. Sci. 1954, Bull.2, vol. 3, N 2.
- Książkiewicz M., Wiezer T. - Occurrence of tuffites in the Krosno beds of the Carpathian Flisch. - Acad. Pol. Sci., 1954, Bull. 2, vol. 3, N 6.

- Kukal Z. - Vznik pevnin a oceánů. Nak. ČAV, Praha, 1973.
- Kuthan M. - Undačný vulkanizmus Karpatského orogenu a vulkanologické studia v. sev. Časti Prešovských hor., Práce statneho geologického ustavu, Sošit. 17, 1948.
- Kuthan M. - Visvetlivky k prehľadnej Geologickej mape 1:200 000 (M-34-XXXI), Nitra, 1963.
- Kuthan M. - Visvetlivky k prehľadnej mape CSSR, 1:200 000 (M-34-XXXII), Zvolen, 1963.
- Laubscher H. - Mountain bulding. - Tectonophysics, 1969, vol.7, N 5-6.
- Leško B. - Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape CSSR 1:200 000 (M-34-XXIX). Shina, 1964.
- Leško B., Durkovič T., Čičel B. - Stopy paleogénneho vulkanizmu na východnom Slovensku. - Geol. práce, 1959, Zpravy 16.
- Leško B., Samuel O. Geologia východoslovenskeho flysu. VSAV, 1968.
- Michalik A., Wieszner T. - Tufity we fliszu podhalanskim. - Kwart. geol., 1959, vol.3, N 2.
- Mutti E. - Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidites in oligocene deposits of Rhodes Island (Greece). - Sedimentology, 1965, vol.5, N 4.
- Novak W. - Seria Podślaska na obszarze arkusza Biala-Bielsko. - Przegląd. Geol., 1956, Zoszyt 10 (43).
- Pantó G. - The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. Acta geol. - Acad. Sci. Hung., 1962, vol.IV, N 3-4.
- Pantó G. - A Tokaji-Hegység Földtani vizsgálata. A m.All. Földtani Intézet évi Jelentése az 1962.
- Pantó G. - Az ignimit-vulkanosság újabb kérdései. - Földtani Közlöny, 1964, vol.94, N 3.
- Pantó G. - Intrusion or extrusion. - Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1964, t.VIII, f.1-4.
- Pantó G. - Miozäne tuffhorizonte Ungarns. - Acta Geol. Acad. Sci., 1965, vol. 9, N 1-3.
- Parachoniak W. - Tortonska facia tufitowa między Bochnia a Tarnowem. - Acta Geol. Pol., 1948, vol.IV, N 1.
- Parachoniak W. - Petrografia tufitow z antykliny Bobrki w Karpatach. - Acta Geol. Pol., 1957, vol.7, N 2.
- Peltz S., Peltz M., Urcan T. - Contribuții la cunoașterea tufurilor sudate de la Pojoga (regiunea Aunedoara). Dări de Seama ale Sediintelor, 1967, București, vol.LIIII/I.
- Perlaki I., Barabásné S. - A horzskőfogalma szöveti jellege és genetika. A.M.All. Földtani Intézet évi Jelentése, 1961.
- Požaryski W., Lendzion K. - Występowanie tufitow w Kredzie pod Siedlcami. - Kwart.geol., 1960, vol. 4, N 2.
- Pređa I. - Studiul geologie al regiunii Rogia-Meziad (Muntii Padurea Craiului). - Edit. Acad. RSR, 1957.
- Pulec M., Vass D. - Les textures et les structures des tufs soudés du Néogène supérieur de la Slavaquei orientale. - Geol.Sbornik Geologica Carpathica, SAV, Bratislava, 1969, XX, 1.
- Rădulescu D., Borcoș M. - Spätsubsequenter alpiner magmatismus in Rumanien. - Acta geol. Acad. Sci. Hung., 1967, vol. 11, N 1-3.
- Rădulescu D.P., Săndulescu M. - The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. - Tectonophysics, 1973, 16.
- Rittmann A. - Erklärungsversuche zum Mechanismus der Ignimbritausbrüche. - Geol. Rundschau, 1963, Bd. 52, H. 1.
- Rozložník L., Šalát J. - Stratigraficko-Tektonická pozícia banátitov na Stiavnickom ostrove. Sb.vedeckich Prac VST v Košiciach, Zv.2, 1963.
- Sagatovici Al. - Contribuții la studiul piroclastitelor din Bazinul Oașului. Anal. Univ. Ser. Stiintele naturii, Geol.-geografie, 1967, vol 16, N 2.
- Sagatovici Al. - Studiul Geologic al partii de vest și centrale a Bazinului Oaș. Inst. Geol., seria J., 1968, N 5.
- Samsonowicz J. - Cenozoik-okres trzeciorzędowy (rozdział w podręczniku "Zarys geologii Polski"), 1952.

- Sikora W. - Złoże bentonitów i ilolupków bentonitowych w Polanach koło Grybowa. - Kwart. geol., 1962, t.6, N 4.
- Sikora W. - Bentonity i ilolupki bentonityczne w polskich Karpatach. - Kwart. geol., t.11, b.11, W., 1967.
- Sikora W., Wieser T. - The Occurrence of Bentonites in variegated shales of the Magura Mappe. - Bull. Acad. Pol. 1959, vol. VII, N 7.
- Sikora W., Wieser T. - Obecny stan wiadomości i perspektywy poszukiwan bentonitów i skal pokrewnych w Pol. Karpatach Fliszszowych. - Przegl. geol., 1961, R.9, N 12.
- Sikora W., Wieser T., Zgiet J., Zitko K. - Tuffhorizonts in the Menilite-Krosno series of the Flish Carpathians. - Acad. Pol. Sci., seria chim., geol., geogr., 1959, Bull. 7, N 7.
- Slavik J. - Riolitowy tuf u lokalitý Orešké a jeho využitie v keramike. - Geol. práce, 1964, Zprávy 33.
- Slavik J., Danilovich L.G. et al. Tectonics and Subsequent volcanism in the Westen part of East Carpathians. IGG, XXIII, 1968, vol. 2.
- Smith A.G. - Alpine deformation and oceanic areas of the Tethys Mediterranean and Atlantic. - Bull. Geol. Soc. America, 1971, vol.82, N 8.
- Szádeczky-Kardoss E., Pantó G., Szeky-Fux V. et al. Die Neovulkanite Ungarns. - Acta geol. Acad. Sci. Hung., 1967, vol.XI, N 1-3.
- Szymakowska F. - Rozwoj warstw krosnienskich w niektórych obszarach Karpat. - Kwart. geol., 1959, t.3, N 3.
- Szymakowska F. - Bentonity z kredy slaskiej pasma chełm- Czarnorzeki. - Kwart. geol., 1962, t.2, N 3.
- Tokarski A. - Tufity w przekrojach Karpat Jasielskich. - Acta geol. Pol., 1957, vol. VII, N 3.
- Tokarski J. - Aus der Petrographie der tuffogenen elemente der subkarpatischen Salzformation in Poldend. -Bull. Acad. Sci. Pol., 1939, vol.83, N 1-3.
- Tokarski A., Tokarski J. - On the tuffite lager of the upper Krosno beds in the Dukla Region of the Carpathians. - Bull. Acad. Sci. Pol., 1954, t.III, vol.2, N 88.
- Tuttle O.F., Bowen N. - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . - Geol. Soc. Amer., 1958.
- Varga Gy. - A Mátra hegység dacit és dacittufa, genetikai, ásszeűggesének vizsgálata. Földtani közlöny, 1962, vol.92, N 4.
- Wein Gy. - Tectonic Review of the neogene covered Areas. - Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1969, XIII.
- Wieser T. - Skaly magmowe Bachowic. - Roczn. Pol. Tow. Geol., 1954, N 22.
- Wieser T. - Magmae i metamorficzne skaly egzohtyczne z kredy i paleogenu pieninskiego pasa skalkowego.-Bull. Inst. Geol., 1958, vol 135, N 1.
- Wieser T. - Nouveau horizons de Tufs dans les Carpates Poland V Congress KBGA, 1963, vol.III, N 3.
- Wieser T. - O występowaniu tufoidów w warstwach podmagurskich okolic Żywca. - Kwart. geol., 1959, vol. 3, N 2.
- Zelenka T. "Szerenczi-öböl" szarmata tufaszintjei es faciesei. Földtani közlöny, 1964, vol. 94, N 1.
- Zgiet J. - Uwagi o występowaniu serli diatomitowych w warstwach krosnienskich. - Just. Geol. Kwart. Geol., 1961, t.5, 4.
- Zgiet J. - Spostżenia nad sedimentacja wkładek diatomitów i tufów w Karpatach. - Kwart. Geol., 1963, 7., N 4.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
Глава I. Характерные особенности игнимбритового вулканизма...	6
О происхождении игнимбритовых образований.....	8
Генезис игнимбритовых пород и туфолав.....	11
Связь игнимбритового вулканизма и кальдерообразования...	23
Основные районы развития игнимбритовых образований.....	23
Глава II. Геологическое положение кислых вулканических образований.....	25
Кислые вулканические образования позднемелового возраста.....	25
Кислые вулканические образования палеогенового возраста.....	37
Кислые вулканические образования неогенового возраста.....	59
Соотношение фаций кислого вулканизма и осадочных формаций Карпат.....	74
Глава III. Особенности вещественного состава кислых вулканических образований.....	77
Природа и особенности размещения вторичных изменений в кислых вулканических образованиях.....	102
Глава IV. Петрохимическая и геохимическая характеристики кислых вулканических образований.....	104
Глава V. Эволюция кислого вулканизма.....	114
Глава VI. Генезис кислых магм.....	126
Заключение.....	132
Литература.....	136

1 руб. 5 коп.

1892

«НАУКОВА ДУМКА»