

*А.К. Ботко
СС Круглов-адр
-69*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ
ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ

ТРУДЫ XV СЕССИИ
КОМИССИИ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ
АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ
ПРИ ОНЗ АН СССР

ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1969

АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГЛАВНЕЙШИХ КОМПЛЕКСОВ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

А. К. БОЙКО, С. С. КРУГЛОВ, Я. О. КУЛЬЧИЦКИЙ,
О. И. МАТКОВСКИЙ, Б. В. МЕРЛИЧ, С. М. СПИТКОВСКАЯ,
М. Ю. ФИШКИН, О. В. ЦЬОНЬ, Г. Х. ЧЕДЖЕМОВ

Карпатская складчатая область является северной ветвью Средиземноморской геосинклинали. На территории УССР в ее состав входят складчатая область Восточных Карпат и расположенные по обеим ее сторонам молодые неогеновые прогибы — Предкарпатский и Закарпатский (рис. 1).

Горное сооружение Украинских Карпат сложено интенсивно дислоцированными флишевыми отложениями мела и палеогена. Отчетливо выражен здесь покровно-чешуйчатый стиль общего строения, сопровождаемый северо-восточной вергенцией (надвиганием и опрокидыванием). Триасово-юрские и более древние домезозойские образования вскрываются на поверхности в основном в Пенинской и Мармарошской зонах.

Складчатую область Карпат от юго-западного окончания Русской платформы отделяет область интенсивного неогенового погружения, заполненная мощной (4—5 км) толщей миоценовых моласс и известная в литературе под названием Предкарпатского краевого прогиба. По характеру геологического строения прогиб расчленяется на две зоны: а) северную, или внешнюю, сформировавшуюся на палеозойских и мезозойских отложениях Вольно-Подольского окончания Русской платформы и окаймляющих ее с юго-запада древних складчатых структур, и б) южную, или внутреннюю, образованную на складчатом флишевом основании. В последние годы в Предкарпатье в ряде пунктов под миоценовыми и мезозойскими отложениями были вскрыты разновозрастные образования докембрия и палеозоя, свидетельствующие о гетерогенном строении фундамента как в пределах прогиба, так и в смежной области Складчатых Карпат (рис. 2).

Закарпатский внутренний прогиб также выполнен мощным комплексом неогеновых моласс и эффузивов, в основании которых в районе Ужгорода и Залуэжа, судя по материалам глубокого бурения, залегает продолжение центрально-карпатских структур (Татровепорид). Юго-восточнее Бычкова фундаментом прогиба служит опущенная часть Мармарошского массива, перекрытая мезозойским и палеогеновым чехлом.

За последнее десятилетие появилось несколько работ [20, 21, 23, 29, 35, 40 и др.], в которых не только излагаются данные об абсолютном возрасте отдельных геологических комплексов Карпатской геосинклинальной области, но и высказываются интересные положения о характере строения ее фундамента. Эти материалы существенно пополняют новейшие радиологические исследования, которые осуществлялись в 1965—1967 гг. Г. Х. Чеджемовым и О. В. Цьонь в проблемной научно-исследовательской лаборатории геохимии и глубинных тектонических процессов Львовского государственного университета им. Ив. Франко.

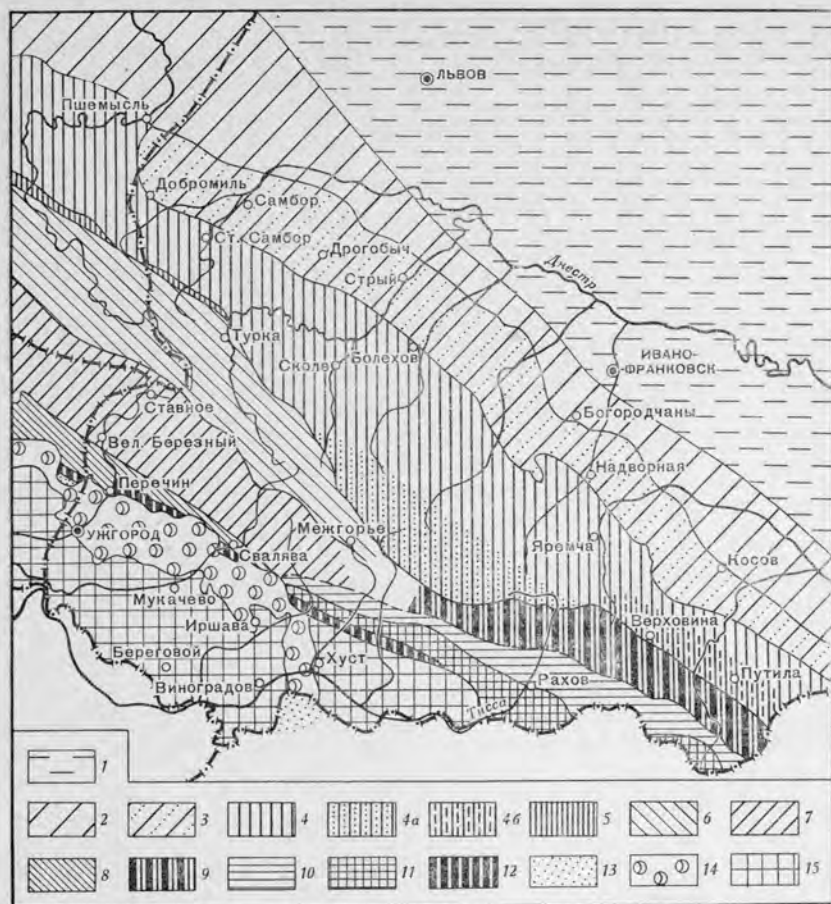
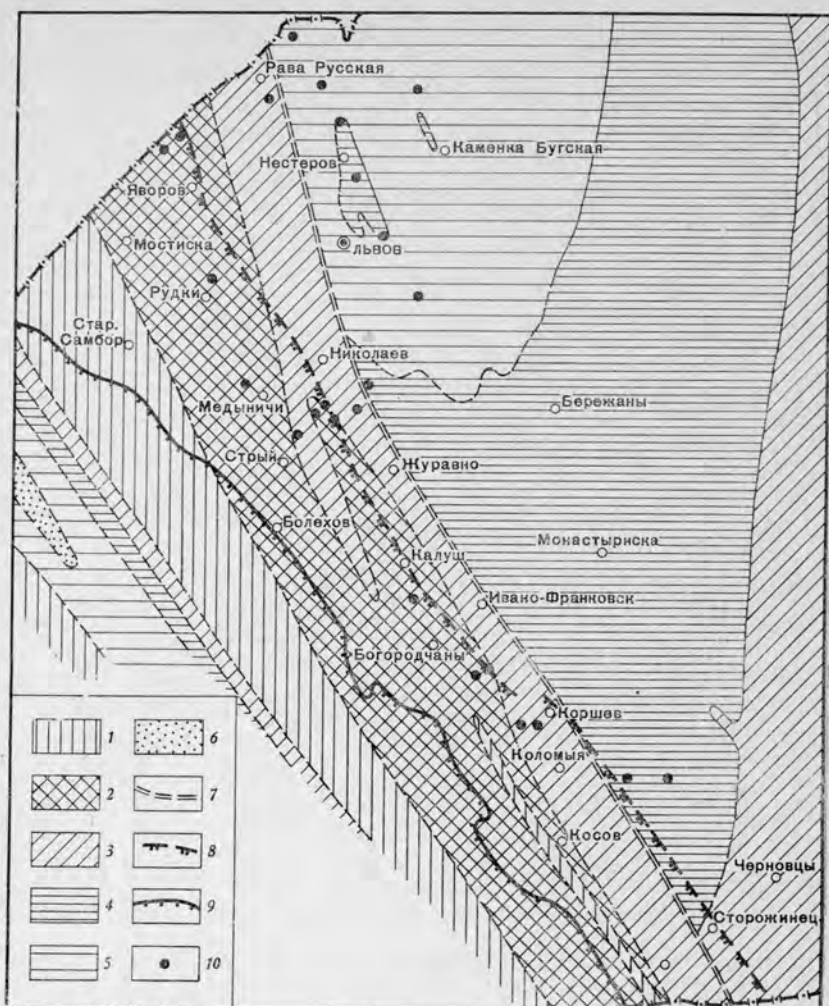


Рис. 1. Схема тектонического районирования украинской части Карпатской геосинклинальной области (по В. В. Лушко, Я. О. Кульчицкому, В. А. Шакину, 1965)

- | | | |
|--|--|--|
| 1 — Вольно-Подольское окончание Русской платформы, Предкарпатский краевой прогиб | 4б — Верховинская (Жабьевская) прогнутая часть | 13 — область развития подгальского палеогенового флиша. Закарпатский внутренний прогиб |
| 2 — внешняя зона | 5 — Суббелзская (Кросненская) зона | 14 — область неогеновых эффузивов |
| 3 — внутренняя зона. Складчатая область Карпат | 7 — Дуклянская зона | 15 — область миоценовых моласс (Мукачевская и Солотвинская впадины) |
| 4 — Скибовая зона | 8 — Магурская зона | |
| 4а — Горганские складки (приподнятая часть) | 9 — Черногорская зона | |
| | 10 — Раховская зона | |
| | 11 — Мармарошская зона | |
| | 12 — Пенинская зона | |

Определение возраста производили калий-аргоновым методом. Калий анализировали на пламенном фотометре «Lange». Радиогенный аргон измеряли методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ-1305. Эталонном служил аргон особой чистоты с воздушным отношением изотопов. В основном использовали навески 0,5—2 г.

Учет расхода аргона, экстрагированного из образца, при измерении его изотопного состава на масс-спектрометре, позволил достаточно надежно и точно измерять радиогенный аргон в молодых породах и минералах [38, 39], что особенно важно было для данной работы, так как молодые образования сравнительно широко распространены в Карпатах. Все анализы дублировали. Для исключения систематических ошибок периодически проводили контрольные определения эталонных образцов Комиссии по



Р и с. 2. Схематическая карта демезозойских отложений Предкарпатского прогиба и Вольно-Подольской окраины Русской платформы (по Я. М. Сандлеру, 1965; с дополнениями Я. О. Кульчицкого)

- | | | |
|--|---|--|
| 1 — рифей-протерозой | менными и геосинклинальными палеозойскими образованиями | 8 — северо-восточная граница Скифской зоны Украинских Карпат |
| 2 — кембрий (?) | | 9 — скважины, вскрывшие демезозойские породы (выборочно) |
| 3 — силур | 7 — граница Предкарпатского прогиба и Вольно-Подольской Русской платформы | |
| 4 — девон | | |
| 5 — карбен | | |
| 6 — предполагаемая граница между платформами | | |

определению абсолютного возраста геологических формаций при ОНЗ АН СССР.

Для расчета возраста приняты в качестве констант распада K^{40} следующие значения: $\lambda_{\text{K}} = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$ и $\lambda_{\beta} = 4,42 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$. Погрешности измерений оценивали как по методу О. Я. Гельмана [7, 8], так и суммированием погрешностей отдельных операций (и, в частности, переменной погрешности измерения изотопных отношений на масс-спектрометре).

Попытаемся дать краткий анализ и обобщение всех имеющихся данных. Рассмотрение удобно провести, начиная с наиболее древних образований.

ДРЕВНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ
ВОЛЬНО-ПОДОЛЬСКОГО ОКОНЧАНИЯ
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

Как известно, породы, слагающие фундамент Украинского щита, к юго-западу перекрываются рифейскими и нижнепалеозойскими отложениями и довольно спокойно погружаются в пределы Вольно-Подольской плиты. Юго-западнее Луцка погружение фундамента становится более резким, и в пределах Львовского палеозойского прогиба кристаллический фундамент опускается уже на глубину 6—7 км.

Результаты изучения образца гранита, взятого из скважины (глубина 2418—2420 м), пробуренной в окрестностях Завадовки, дали цифру в 1584 млн. лет (табл. 1). Несколько более молодыми, но тоже верхнепротерозойскими, оказались гранодиориты, вскрытые в районе Пустомыт скважиной Горохов-1. Их возраст (глубина взятия образца 3466—3467 м) оказался равным 1393 млн. лет (см. табл. 1).

Таблица 1

Возраст древних формаций Вольно-Подольского окончания Русской платформы и Предкарпатского прогиба

№ пп	Порода, минерал	Место взятия	Содержание			Возраст, млн. лет
			К, %	Ar ⁴⁰ рад, мг/г	Ar ⁴⁰ возд, %	
Граниты и базальты Вольно-Подольской плиты						
1	Гранит	с. Завадовка, скв. 2418—2420 м	2,55	428,86	4,9	1584±39
2	Гранодиорит	р-н с. Пустомыты, скв. Горохов-1, гл. 3466—3467 м	1,91	267,04	24,4	1393±42
3	Базальт *	с. Жиложа	1,00	47,8 } 42,0 }		598 } * 584 }
4	Базальт *	с. Черторийск	1,00	44,8		566 *
5	Базальт *	с. Гута Стефанская	0,96	46,7 } 47,0 }		553 } * 605 }
6	Базальт серого цвета	р-н с. Пустомыты, скв. Горохов-1, гл. 2597—2602 м	0,69	11,86	74	238±22
7	Базальтовая порода (туфоллава?) черного цвета	там же	4,06	87,22	49	292±12
Глауконитовые песчаники ордовика Русской платформы						
8	Глауконит	Окрестности Владимира-Вольнска, скв. 4109, гл. 585 м	5,60	203,69	40	472±25
9	Глауконит	с. Любахин, скв. 45, гл. 235,4—236,4 м	5,82	232,18	29	512±18
Филлиты рифея северо-западной части Внешней зоны Предкарпатского прогиба						
10	Филлит	р-н с. Ходновичи, скв. 24, гл. 2809—2813 м	2,10	85,59	40	520±19

* Данные Н. П. Семеновко и др. [35, 36].

О возрасте более молодых рифейских образований дают представле-ние данные радиологических исследований базальтовых туфолов. По-следние прослеживаются в верхней части рифея (его общая мощность превышает 1500 м), известной под названием волянской эффузивно-пи-рокластической серии (вендский комплекс), которая залегаёт несогласно на полесской серии верхнего протерозоя и перекрывается (в полных раз-резах) валдайской серией, завершающей разрез вендских образований. Возраст базальтов, по данным Н. П. Семененко и др. [36], колеблется в пределах 560—605 млн. лет.

По сравнению с этими данными, соответствующими стратиграфиче-скому положению эффузивов, сомнение вызывает абсолютный возраст базальтовых пород, вскрытых скважиной Горохов-1, образцы из которой были отобраны А. В. Хижняковым. Несмотря на то, что эти эффузивы тоже приурочены к вендскому комплексу, для них были получены очень низкие цифры возраста 238—292 млн. лет. Исходя из этих данных, логичными кажутся два предположения. Или упомянутые базальтовые породы представляют собой пермские межпластовые внедрения, или, что кажется более вероятным, эти цифры не отвечают возрасту магматиче-ских образований, а лишь характеризуют время вторичных изменений, которые могли произойти в конце позднего карбона и в пермское время, т. е. в заключительные стадии герцинского тектогенеза. По более моло-дым нижнепалеозойским отложениям Воляно-Подолли в нашем распоря-жении имеются определения абсолютного возраста только для ордовика. В основании лландельских и аренгских осадочных образований на гро-мадной территории прослеживается довольно выдержанный горизонт глауконитовых песчаников, который, по мнению некоторых исследовате-лей [18], знаменует собой начало крупной морской трансгрессии.

Как видно из табл. 1, определения абсолютного возраста глауконито-вых песчаников для района Владимира-Волянского вполне согласуются с принимаемым геологическим возрастом и подтверждаются данными 442—486 млн. лет по смежной территории Белоруссии, Ленинградской обл., Эстонской ССР и Польши [18].

К юго-западу от Львовского палеозойского прогиба (юго-западнее линии Рава-Русская — район Львова — Слободка Лесная) по данным глубокого бурения (рис. 2) на глубине 1600—2000 м под юрскими осад-ками залегаёт складчатый домезозойский фундамент, сложенный слабо-метаморфизованными рифейскими и нижнепалеозойскими образования-ми. В этом районе скважины в окрестностях Рудок (скв. 140, глубина взятия образца 2150—2200 м) и Кохановки (скв. 2, глубина взятия образца 1623—1624 м) вскрыли филлитовые сланцы рифея, возраст метаморфизма которых определяется в 620—700 млн. лет. Это дало ос-нование Н. П. Семененко, Л. Г. Ткачуку и В. И. Клушину [36] выде-литель область рифейд, которая, по их мнению, прослеживается дальше к югу в основании Украинских Карпат. Серые и красноватые филли-ты рифея были выявлены также непосредственно под отложениями неогена в северо-западной части Внешней зоны Предкарпатского прогиба в районе с. Ходновичи. По данным радиологического изучения филлитов из керна разреза скв. Ходновичи-24 (глубина 2809—2813 м) возраст метаморфизма пород определяется в 520 ± 19 млн. лет (см. табл. 1). Под-вижная область рифейд продолжала развиваться и в раннем палеозое, на что указывает наличие под платформенным мезозойским чехлом в районе Рава-Русской на глубине 1227 м интенсивно дислоцированных и палеонтологически охарактеризованных осадков силура (лудлова) мощ-ностью до 1000 м. Именно их присутствие послужило основанием для выделения Я. М. Сандлером и В. В. Глушко [32] пояса каледонид, продол-жение которого было выявлено многими скважинами. Область каледон-ской складчатости совместно с рифеидами Н. П. Семененко и др. [36]

предлагают выделить в самостоятельную «Галицийскую складчатую область рифейд и каледонид», рассматривая расположенный к северу от нее Львовский палеозойский прогиб в качестве предгорного краевого прогиба.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ МАРМАРОШСКОГО МАССИВА

Мармарошский массив Восточных Карпат входит в пределы Советского Союза в бассейне верхнего течения р. Тиссы и в бассейне верховьев рек Белый и Черный Черемош. В первом районе расположена северо-западная оконечность массива, во втором — его северный (Чивчинский) выступ. На этих участках массива обнажены древние метаморфические образования Советских Карпат.

Первые данные по определению калий-аргоновым методом абсолютно-го возраста метаморфических пород советской части Мармарошского массива опубликованы Н. П. Семененко [34]. Позже они были уточнены [35]. На основании этих данных для пород фундамента устанавливалось два этапа метаморфизма: рифейский в пределах 585—630 млн. лет (по результатам определения возраста двух образцов — одного из северо-западного окончания массива, а другого, с привязкой «поток Лостушь», вероятно, из Чивчинского выступа) и юрский в пределах 160—180 млн. лет (по трем определениям), в который породы фундамента подверглись повторным изменениям. В связи с этим Н. П. Семененко и др. [36] рассматривают метаморфические породы советской территории массива как выведенные на поверхность рифейские образования, относящиеся к «Галицийской складчатой области рифейд и каледонид», большая часть которой погружена под альпийскими складчатыми сооружениями.

В результате первых исследований по радиологическому датированию метаморфических пород Мармарошского массива и других образований докембрийского фундамента Карпат было отмечено, что на всей площади Советских Карпат «метаморфизм и магматизм герцинского возраста... пока не обнаружены» [35], и сделан вывод о том, что «герцинский орогенез проявился здесь слабо в виде разломных движений. Поэтому весь рассматриваемый район в герцинское время представлял собой платформу» [36].

В последние годы для метаморфических и магматических пород из Чивчинского выступа [21, 23, 27] и из северо-западного окончания массива [5] произведено много новых радиогеохронометрических определений. Данные этих определений и результаты некоторых дополнительных радиологических исследований были обобщены в работе А. К. Бойко и др. [4]. К настоящему времени выполнено еще 25 определений. Новые определения абсолютного возраста (в общей сложности около 70), произведенные главным образом во Львовском университете, а также в ЛАГЕД АН СССР и в ИГН АН УССР, позволяющие, вместе с новыми геологическими наблюдениями, уточнить существующие представления об этапах проявления метаморфизма, магматизма и тектонической активности в советской части Мармарошского массива.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что новые радиологические исследования не подтверждают данных о рифейском возрасте первичного метаморфизма в рассматриваемом районе. В результате устанавливается, что и на северо-западном окончании массива, и в Чивчинском выступе древнейший (основной) метаморфизм, древнейшая кислая интрузивная деятельность и складчатость происходили в герцинское время.

По новым геологическим данным [5] на массиве в фундаменте намечаются две структурно-фациальные зоны: Южная, или Белопотокская, и Северная, или Берлебашско-Перкалабская. Первая зона, охватывающая южную часть северо-западного окончания массива, сложена породами

белопотокской (сланцево-гнейсовой), бутинской (кварцито-гнейсов-сланцевой) и деловецкой (карбонатно-сланцевой) свит. Вторая зона включающая северную часть северо-западной оконечности массива и восточный Чивчинский выступ, сложена породами берлебашской (порфиroidно-сланцевой) и мегурской (кварцито-сланцевой) свит. В целом стратифицированные метаморфические толщи фундамента представляются как комплекс без несогласий, составляющий единый структурный этаж. Предположительно намечено, что накопление первичных (осадочных вулканогенных) пород фундамента на советской территории массива происходило в нижнем и среднем палеозое [2] в таких условиях, которые до некоторой степени напоминают условия развития частной геосинклинали в пределах эвгеосинклинали.

В строении фундамента принимают участие также первично-интрузивные образования, прорывающие все его свиты. Среди этих образований различаются три группы: 1) ортоамфиболиты (наиболее древние); 2) синтетектонические умеренно кислые гранитоиды — ортогнейсы менчульского типа, сформированные во время проявления складчатости общей для всех свит фундамента; 3) в целом более кислые гранитоиды — гнейсо-граниты яворникового, мегурского типов, типа Рарэу, образованные в условиях интенсивных, но уже относительно ослабевших движений складчатости. К последней группе условно могут быть отнесены и плагиограниты из Чивчинского выступа, «почти не затронутые процессами метаморфизма» [22], внедрившиеся, вероятно, в период затухания складчатости и метаморфизма.

На северо-западном окончании массива для пород фундамента выявлено, что они подверглись первоначальному региональному метаморфизму, степень которого была невыдержанной (возможно, от альмандиновой амфиболитовой фации до зеленосланцевой) и который протекал в сочетании с контактовым метаморфизмом. Здесь границы метаморфических фаций не совпадают с границами стратиграфических подразделений. Преобразованиями в условиях фации зеленых сланцев была охвачена большая часть пород. Для большинства пород фундамента Чивчинских гор также характерны минеральные ассоциации зеленосланцевой фации. Вместе с тем и здесь местами развиты более высокометаморфизованные породы. Их повышенный метаморфизм связывается с контактовым воздействием докембрийских гранитоидов, одновременных с первичным региональным метаморфизмом [20, 21, 28]. После первоначального метаморфизма породы фундамента на обоих участках массива испытали повторные изменения (катакластический метаморфизм, диафторез), которые проявились довольно широко.

В настоящее время результаты определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом получены для всех свит фундамента, которые обнажены на северо-западном окончании массива и в Чивчинском выступе, а также для всех подразделений первично-интрузивных образований (табл. 2, обр. 17—62). Это исследование показывает наличие нескольких групп возрастных значений.

Наибольшие значения составляют группу 342—322 млн. лет (табл. 2, обр. 18, 19, 24, 29, 62), соответствующую самым верхам девона — нижнему карбону¹. Такие значения возраста получены для древнейшей свиты фундамента — белопотокской (по биотиту из породы с отчетливыми признаками первичного среднетемпературного метаморфизма) и для самой молодой свиты — мегурской (по серициту из породы зеленосланцевой фации), получены по слюдам для ортогнейсов менчульского типа и для образца гнейсо-гранитов яворникового типа с четкой реликтовой гранитной

¹ По шкале 1964 г. с учетом датирования границы карбон — девон значением возраста 340 млн. лет [1].

Результаты определения абсолютного возраста метаморфических и магматических пород советской части Мармарошского массива

№ пп	Место взятия	Группа интрузивных пород, стратиграфическое подразделение	Порода	Анализируемый материал *	Содержание			Возраст, млн. лет
					К, %	Ag ⁴⁰ рад' $\mu\text{e}/\text{z}$	Ag ⁴⁰ вод' %	
1	Поток Квасной	Офиолитовый комплекс	Габро-диабаз	Валовая проба	1,60	8,69	87,3	78±10
2	Поток Каменный	Офиолитовый комплекс	Диабаз	Валовая проба	1,04	6,23	80,0	86±10
3	Поток Перкалаб	Офиолитовый комплекс	Диабаз	Валовая проба	1,91	18,383	53,0	137±8
4	Поток Лихая Трава	Толща пестрых филлитов юры	Серпичитовый филлит	Валовая проба	2,64	33,99	36,5	181±7
5	Поток Большой Розис	Толща пестрых филлитов юры	Катаклазированный филлит	Валовая проба	1,60	11,64	45,1	104±5
6	Поток Малый Белашевский	Белашевская фация юры	Филлитизированный алевролит	Валовая проба	2,58	25,56	63,0	140±8
7	Поток Довгарунь	Толща пестрых филлитов юры	Филлит	Валовая проба	2,56	30,58	51,0	168±8
8	Поток Головагич	Толща пестрых филлитов юры	Филлит	Валовая проба	3,52	35,03	45,0	142±9
9	Водораздел потоков Большой Розис и Белый	Толща пестрых филлитов юры	Филлит	Валовая проба	3,12	25,73	71,0	118±13
10	Поток Белый	Толща пестрых филлитов юры	Филлит	Валовая проба	3,12	27,79	46,0	126±6
11	Среднее течение потока Кузя	Кузинская свита	Катаклазированный хлорито-серпичитовый филлит	Валовая проба	1,81	21,33	53,0	168±13
12	Нижнее теч. потока Кузя	Кузинская свита	Серпичитовый филлит	Валовая проба	4,42	68,75	44,8	215±7
13	Поток Кузя	Кузинская свита	Серпичитовый филлит	Валовая проба	4,91	77,95	28,0	224±9

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

№ пп	Место взятия	Группа интрузивных пород, стратиграфическое подразделение	Порода	Анализируемый материал *	Содержание			Возраст, млн. лет
					К, %	А _г ⁴⁰ град ^{1/2}	А _г ⁴⁰ возд ¹ %	
14	Поток Утесовый	Кузинская свита	Филлит	Валовая проба	3,22	49,07	50,0	212 ± 11
15	Левобережье нижн. теч. потока Белый	Кузинская свита	Углисто-серпичитовый филлит	Валовая проба	2,40	35,06	43,7	204 ± 10
16	Левобережье нижн. теч. потока Белый	Кузинская свита	Серпичитовый сланец	Валовая проба	2,28	31,90	52,9	196 ± 11
17	Левобережье р. Сарата	Кузинская свита	Плагиогранит	Валовая проба	2,88	66,7	45,0	314 ± 14
18	Левобережье р. Сарата	Кузинская свита	Плагиогранит	Биотит	6,27	158,3	28,0	339 ± 12
19	Водораздел потоков Тукало и Довгарунь	Гранитоиды яворникового типа	Мусковитовый гнейсо-гранит	Мусковит	8,15	197,64	35,5	325 ± 17
20	Верхн. прав. истока потока Двурогий	Гранитоиды типа Рапу	Катаклазированный гнейсо-гранит	Валовая проба	3,80	28,4	56,0	108 ± 6
21	Верх. прав. истока потока Двурогий	Гранитоиды типа Рапу	Катаклазированный гнейсо-гранит	Валовая проба	4,35	42,0	45,0	136 ± 6
22	Левобережье р. Сарата	Гранитоиды типа Рапу	Биотит-мусковитовый гнейсо-гранит	Биотит	5,20	103,8	64,0	273 ± 16
23	Левобережье р. Сарата	Гранитоиды типа Рапу	Биотит-мусковитовый гнейсо-гранит	Мусковит	8,79	202,3	49,0	312 ± 16
24	Гора Камень-Клевка	Гранитоиды менчульского типа	Меланократовый биотитовый ортогнейс	Биотит	5,66	142,4	—	337**
25	Водораздел р. Тиссы и Косовки, между верш. Камень-Клевка и Камень-Грунь	Гранитоиды менчульского типа	Биотитовый ортогнейс	Биотит	5,15	105,54	46,7	279 ± 12
26	Поток Малый Берлебан	Ортоамфиболиты	Эпидиотовый амфиболит, катаклазированный	Валовая проба	1,10	10,91	70,6	140 ± 11

№ шп	Место взятия	Группа интрузивных пород, стратиграфическое подразделение	Порода	Анализируемый материал*	Содержание			Возраст, млн. лет
					К, %	А _г ⁴⁰ рад, %	А _г ⁴⁰ в/зд, %	
27	Поток Бредецель	Ортоамфиболиты	Эпидотовый амфиболит, катклазированный	Валовая проба	1,09	9,84	78,1	128 ± 7
28	Поток Двурогий	Ортоамфиболиты	Эпидотовый амфиболит, катклазированный	Валовая проба	0,81	9,7	63,0	170 ± 11
29	Водораздел рр. Тиссы и Косовки, между верш. Камень-Клевка и Камень-Грунь	Мегурская свита	Серцит-кварцитовый сланец	Серцит	4,11	98,01	52,5	322 ± 16
30	Поток Двурогий	Мегурская свита	Гранато-слюдистый сланец	Валовая проба	2,46	46,6	30,0	260 ± 11
31	Поток Двурогий	Мегурская свита	Гранато-слюдистый сланец	Мусковит	5,92	134,5	33,0	308 ± 11
32	Верховье потока Двурогий	Мегурская свита	Серцит-хлоритовый сланец с вкраплениями полевого шпата	Валовая проба	3,08	61,22	54,0	272 ± 13
33	Поток Лостунец	Мегурская свита	Хлорит-серцитовый сланец	Валовая проба	4,49	99,36	37,25	300,5 ± 12
34	Поток Лостунец	Мегурская свита	Осветленный серцит-кварцитовый сланец	Серцит	5,85	122,8	40,0	286 ± 11
35	Поток Баласинув	Мегурская свита	Осветленный серцит-кварцитовый сланец	Серцит	6,88	150,0	47,0	297 ± 11
36	Юж. склон г. Мегура	Берлебашская свита	Двуслюдяной плагногнейс	Блютит и мусковит	5,00	102,87	36,9	281 ± 10
37	Юж. склон г. Мегура	Берлебашская свита	Серцитовый сланец	Серцит	3,00	58,84	53,1	263 ± 12
38	Поток Большой Берлебаш	Берлебашская свита	Биотитовый плагногнейс	Блютит	5,06	112,65	34,1	302 ± 11
39	Низовье потока Тарнычин	Берлебашская свита	Биотитовый blastопорфировый гнейс	Блютит	4,42	92,47	36,1	285 ± 7
40	Левобережье р. Тиссы между потоками Лещинка и Большой Берлебаш	Берлебашская свита	Биотитовый плагногнейс	Блютит	4,54	88,78	42,2	267 ± 11

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

№ пп	Место взятия	Группа интрузивных пород, стратиграфическое подразделение	Порода	Анализируемый материал *	Содержание			Возраст, млн. лет
					К, %	Аг ⁴⁰ рад, %/г	Аг ⁴⁰ возд, %	
41	Левобережье р. Тиссы между потоками Лещинка и Большой Берлебан	Берлебанская свита	Серпичтовый сланец	Серпичит	3,47	68,61	49,9	270 ± 11
42	Поток Баласинов	Берлебанская свита	Мусковит-полевошпатовый сланец	Мусковит	8,94	184,7	38,0	282 ± 41
43	Поток Баласинов	Берлебанская свита	Порфиронд	Валовая проба	4,70	38,83	57,0	118 ± 11
44	Поток Перкалаб	Берлебанская свита	Биотитовый гнейс	Биотит	2,48	41,196	24,45	230,5 ± 8
45	Поток Перкалаб	Берлебанская свита	Биотитовый гнейс	Валовая проба	2,46	36,49	65,0	207 ± 12
46	Поток Перкалаб	Берлебанская свита	Кварцевый порфиронд	Валовая проба	3,24	40,2	45,0	175 ± 9
47	Поток Перкалаб	Берлебанская свита	Туфонд	Валовая проба	3,51	30,442	67,5	123 ± 10
48	Г. Мокрын Малый	Берлебанская свита	Туфонд	Валовая проба	5,08	68,46	23,6	189 ± 6
49	Хр. Прелучный	Берлебанская свита	Метаморфизованный гранит-порфир	Валовая проба	1,97	19,2	65,0	137 ± 9
50	Поток Прелуки	Берлебанская свита	Серпичито-графитистый сланец	Серпичит	7,00	155,2	40,0	302 ± 11
51	Пр. склон г. Великий Лостун	Берлебанская свита	Серпичит-хлоритовый сланец	Валовая проба	2,74	57,6	48,0	237 ± 13
52	Поток Малый Прелучный	Берлебанская свита	Серпичит-хлоритовый сланец	Валовая проба	1,41	31,28	30,0	300 ± 11
53	Поток Малый Прелучный	Берлебанская свита	Серпичит-хлоритовый сланец	Серпичит-хлоритовый концентрат	3,56	83,43	50,0	316 ± 14
54	Лев. приток потока Лостунец	Берлебанская свита	Окварцованный серпичит-хлоритовый сланец	Валовая проба	2,74	55,11	41,6	274 ± 10

Таблица 2 (окончание)

№ пп	Место взятия	Группа интрузивных пород, стратиграфическое подразделение	Порода	Анализируемый материал *	Содержание			Возраст, млн. лет
					К, %	Аг ⁴⁰ рад, $\mu\text{г}/\text{г}$	Аг ⁴⁰ возд, %	
55	Верх. потока Прелуки	Берлебацкая свита	Кварцит	Валовая проба	3,35	20,80	58,0	89,5 ± 5
56	Правобережье р. Тиссы возле с. Деловое	Деловецкая свита	Интенсивно расслапцованная, катаклазированная слюдисто-кварцево-полевошпатовая порода	Серцит и биотит, хлоритизированный	2,63	19,92	93,8	108 ± 10
57	Юж. склон г. Бутин	Бутинская свита	Мусковито-кварцитовый сланец	Мусковит	5,60	124,40	36,0	301 ± 11
58	Левобережье р. Тиссы между потоками Лещинка и Большой Берлебах	Бутинская свита	Мусковитовый сланец	Мусковит	5,60	114,68	64,9	280 ± 11
59	Левобережье Тиссы между потоками Довгарунь и Тукало	Белопотоцкая свита	Биотитовый плагнонейс	Биотит	4,79	100,47	63,4	286 ± 17
60	Поток Яворниковый	Белопотоцкая свита	Диафторированный амфиболит	Валовая проба	0,90	12,55	82,1	195 ± 16
61	Поток Яворниковый	Белопотоцкая свита	Амфиболит с альбитизированным плагноклазом	Валовая проба	1,69	20,80	78,8	174 ± 11
63	Поток Яворниковый	Белопотоцкая свита	Биотитовый плагнонейс	Биотит	5,66	144,20	—	342 **

* 1, 2, 4-16, 19, 24-27, 29, 36-41, 52-62 — результаты определений, выполненных по образцам, собранным на северо-западном окончании массива; остальные номера — по образцам, собранным на Чивчинском выступе.

** Анализ выполнен в ИГиН АН УССР.

структурой, а также для плагиогранитов Чивчин. Поэтому, учитывая геологические данные о том, что разрез фундамента непрерывный, четверга домезозойские гранитоидные интрузии, прорывающие древний комплекс, были сформированы примерно в одно время с древнейшей складчатостью в общей для всех свит комплекса, можно допустить, что в части массива, находящейся на нашей территории, первичные породы всех стратифицированных толщ фундамента были неравномерно метаморфизованы, прорываны кислыми интрузиями и подвергнуты складчатости в раннегерцинское время. В пользу этого допущения, наряду с нашими исследованиями свидетельствуют также результаты определения абсолютного возраста, полученные в ЛАГЕД АН СССР для регионально метаморфизованных пород из средней части разреза фундамента Чивчинских гор (320—330 млн. лет), для гнейсо-гранитов типа Рарау и для вмещающих пород, испытывавших контактное воздействие этих гранитоидов — 330 млн. лет [27—30].

Данные абсолютного возраста, указывающие на проявление в рассматриваемом районе древнейшего метаморфизма, магматизма и складчатости в период от конца девона до конца нижнего карбона, согласуются с предположением о накоплении здесь первичных пород фундамента в нижнем и среднепалеозойское время, с представлением о накоплении их без перерывов. Эти данные согласуются также с результатами исследований по установлению возраста отложений нижней части чехла массива. По Ф. И. Жукову и др. [12], разрез чехла начинается с выделенной ими карбонатно-терригенной темноцветной толщи, залегающей с несогласием на метаморфическом комплексе, которая отнесена к карбону (не точнее) на основании результатов спорово-пыльцевого анализа.

Многочисленные возрастные значения, полученные для пород фундамента, составляют группу 260—302 млн. лет (табл. 2, обр. 22, 25, 30, 32—42, 50—52, 54, 57—59) и соответствуют интервалу времени от рубежа средний — верхний карбон до конца нижней перми. Большинство определений, давших эти значения возраста, произведено по слюдам для пород из всего разреза метаморфического комплекса и для ортогнейсов менчульского типа, гнейсо-гранитов типа Рарау; несколько определений выполнено по валовым пробам парапород. Так как настоящим исследованием устанавливается, что первичные образования фундамента были метаморфизованы в пределах 342—322 млн. лет, то полученные наряду с этим значения от 260 до 302 млн. лет свидетельствуют, возможно, о том, что большая часть метаморфизованных в раннегерцинское время пород позже была омоложена вследствие некоторой потери ими радиогенного аргона. Последняя, вероятно, вызвана тектонической активностью, проявившейся в пределах верхнего карбона — нижней перми. Такое предположение согласуется с геологическими данными о динамометаморфических преобразованиях пород каменноугольной толщи чехла и о несогласном залегании на ней пестроцветной толщи верхнепермского возраста [12].

Удаление аргона из метаморфических пород фундамента, обусловленное тектонической активностью в верхнем карбоне — нижней перми, происходило, как видно, не всюду, местами оно было значительным, местами — относительно небольшим. Может быть, именно с этим обстоятельством связано получение значений 314, 312, 308 и 316 млн. лет (табл. 2, обр. 17, 23, 31, 53), занимающих промежуточное положение между первой и второй возрастными группами. Эти значения являются, вероятно, следствием омоложения в незначительной степени.

Для пород фундамента имеются многочисленные данные определения абсолютного возраста, отвечающие мезозойскому времени (табл. 2, обр. 20, 21, 26—28, 43—49, 55, 56, 60, 61). Они получены преимущественно по валовым пробам пород, которые несут следы глубоких повторных изменений (наложенный катакластический метаморфизм, диафторез). Эти результа-

ты свидетельствуют в пользу того, что метаморфический комплекс подвергался существенной переработке в мезозое. Проявление в мезозое вторичных изменений пород фундамента (в довольно больших масштабах, но все же локального характера) подтверждается установленным в триасово-юрской части чехла северо-западного окончания массива, помимо осадочных образований, большой массы пород, испытавших низкотемпературный метаморфизм.

В настоящее время к мезозою по ряду геологических соображений [4] отнесены некоторые толщи, включавшиеся ранее в состав домезозойских образований, филлито-карбонатная толща, известная под названием «кузинская свита» и датированная теперь в рамках мезозоя предположительно нижним триасом, а также толща пестрых филлитов, которую, по-видимому, следует считать верхнеюрской. Для первой из них по результатам 5 определений (табл. 2, обр. 12—16) установлено, что она была метаморфизована во второй половине триаса в интервале 221—196 млн. лет и, вероятно, кое-где испытывала повторный катакластический метаморфизм в средней юре (обр. 11). Вторая толща по данным 5 определений (табл. 2, обр. 5, 6, 8—10), по-видимому, подвергалась метаморфическим преобразованиям в конце верхней юры — нижнему мелу в интервале 142—104 млн. лет¹.

Необходимо подчеркнуть, что результаты определения абсолютного возраста, полученные для метаморфизованных мезозойских образований чехла, довольно хорошо согласуются с теми возрастными значениями, которые получены для пород фундамента, испытавших в мезозое повторные метаморфические изменения. И те, и другие значения составляют вместе три группы. Одна группа (от $230,5 \pm 8$ —221 до 195 — 189 ± 6 млн. лет) указывает на проявление метаморфических процессов во второй половине триаса, другая (175—168 млн. лет) — в средней юре, а последняя (142—104 млн. лет) — от конца верхней юры до конца нижнего мела.

На территории Советских Карпат, вдоль северо-восточного края Мармарошского массива и далее на северо-запад, развиты проявления мезозойского офиолитового магматизма. Для пород основного состава из различных мест нами получены возрастные значения, соответствующие рубежу верхней юры — нижнего мела и верхнему мелу (табл. 2, обр. 1—3).

ОТЛОЖЕНИЯ МЕЛА, ПАЛЕОГЕНА И ТАК НАЗЫВАЕМЫЕ «ЭКЗОТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ»²

Гряда рифейд и каледонид окаймляла с севера флишевой трог и являлась основным поставщиком обломочного материала не только в течение мелового и палеогенового времени, но и в миоцене. В грубообломочных породах, кроме рифейских филлитов (они особенно характерны для палеогена северо-западной части северного склона Украинских Карпат), очень часто встречаются обломки различных метаморфических пород, претерпевших процессы метаморфизма 380—440 млн. лет назад (табл. 3).

Из табл. 3 видно, что в грубообломочных породах палеогена и неогена Скибовой зоны и Предкарпатского прогиба, кроме гальки и валунов верхнекаледонских метаморфических образований, встречаются более моло-

¹ Следует, однако, отметить, что для толщи пестрых филлитов получено два возрастных значения — 181 и 168 млн. лет (табл. 2, обр. 4, 7), которые не согласуются с геологическими данными о ее возрасте не древнее верхней юры [4] и которые не находят пока объяснений.

² Экзотическими породами в карпатской геологической литературе называют обломки метаморфических, осадочных и изверженных отложений, которые входят в состав кластического материала конгломератов и гравелитов флишевой и молассовой формаций и нигде не встречаются в коренном залегании на поверхности.

Таблица 3

Возраст метаморфических и изверженных пород из галечного материала палеогеновых и неогеновых конгломератов Скибовой зоны и Предкарпатского прогиба

№ пп	Место взятия образца	Порода	Содержание			Возраст, млн. лет	
			К, %	Al ⁴⁰ рад' не/g	Al ⁴⁰ возд' %		
1	р. Быстрица Надворнянская, нижн. миоцен, слободяньские конгломераты	Галька метаморфическая аспидного сланца	2,35	67,6	—	384 *	
2	г. Старый Самбор, Скибовые Карпаты, конгломераты палеоцена (ямненская свита) **	Галька серого метаморфического песчанистого глинисто-аспидного сланца	1,58	48,7	—	380 *	
3	р. Серентель, Буковинские Карпаты, конгломераты поляницкой сер. верх. олигоцена	Галька серого филлитового сланца	2,15	66,2 } 60,5 }		404 * 378 *	
4	г. Старый Самбор, Скибовые Карпаты, конгломераты палеоцена (ямненская свита) **	Галька метаморфического аспидного сланца	2,52	49,1		440 *	
F-8	5	Каменный овраг в с. Пистынь, Предкарпатский прогиб, пистыньские конгломераты (тортон)	Гранит-аплит биотитовый	3,75	18,66 19,15	77,6 194,5	72±4 *** 74±6 ***
F-3	6	р. Пистынка в с. Пистынь, Предкарпатский прогиб, пистыньские конгломераты (тортон)	Липарит	6,15	47,70 48,74	141,9 75,5	111±7 *** 113±5 ***
F-4	7	р. Пистынка в с. Пистынь, Предкарпатский прогиб, пистыньские конгломераты (тортон)	Липарит фельзитовый	6,33	51,02	56,6	115±4 ***
F-2	8	р. Пистынка в с. Пистынь, Предкарпатский прогиб, пистыньские конгломераты (тортон)	Липарит	5,59	61,39 57,89	57,0 66,0	155±6 *** 147±6 ***
F-1	9	р. Пистынка в с. Пистынь, Предкарпатский прогиб, пистыньские конгломераты (тортон)	Альбитофир	4,79	57,68 58,24	72,5 142,3	170±8 172±8

* Данные из работы Н. П. Семеново и др. [35, 36].

** Добавлено нами.

*** Данные из работы Г. Х. Чеджемова и др. [40].

дые магматические породы гранитоидного типа, проявившиеся как в эффузивной, так и в интрузивной формах. В тортонских конгломератах района Косова [40], кроме нижнемеловых липаритов, были встречены обломки позднеэоценовых биотитовых гранит-аплитов (72—74 млн. лет), верхнеюрских липаритов (147—155 млн. лет) и нижнеюрских альбитофиров (170—172 млн. лет). Подобные изверженные породы в пределах северного склона Украинских Карпат и Предкарпатского прогиба в коренном залегании нигде не известны. Нет сомнения, что раньше они принимали участие в строении кордильерного поднятия, поставившего обломочный материал в тортоне, и ныне погребенного на большой глубине.

По меловым и третичным отложениям имеются немногочисленные определения абсолютного возраста. В работе [35] приведены данные о возрасте меловых и палеогеновых платформенных образований юго-западного окончания Вольно-Подолли, глауконит из которых для анализов был отобран С. И. Пастернаком (табл. 4).

Таблица 4

Возраст меловых и палеогеновых отложений Вольно-Подолли и Украинских Карпат по глаукониту

№ шп	Место взятия образца	Содержание		Возраст, млн. лет
		К, %	Ar ⁴⁰ , 10 ⁻⁷ г/г	
1	г. Городенко, сеноман *	7,00	0,355	75
2	с. Ширец, олигоцен (верхн. эоцен) **	6,74	0,222	45
3	с. Мацониш, олигоцен (верхн. эоцен) **	6,03	0,215	50
4	с. Мокротин, олигоцен (верхн. эоцен) **	7,24	0,267	50
5	с. Мокротин, олигоцен (верхн. эоцен) **	7,24	0,232	45
6	Пр. бер. Днестра в Терешове, возле Старого Самбора, ниже ж. д. моста — янковская свита	5,60	0,389	100
7	Лев. бер. Быстрицы Надворнянской, 110 и 190 м выше всячего пешеходного моста — витвицкая серия (нижний эоцен) (маявская свита) **	5,00	0,232	67
8	Лев. бер. Прута ниже моста в с. Яремчеподошва ямвенского песчаника — палеоцен (?) или мел (?)	5,17	0,304	85
9	Лев. бер. Быстрицы Надворнянской 15 м ниже устья первого левого ручья — понельская серия (верхний эоцен) (Быстрицкая свита) **	5,20	0,182	54
10	Лев. бер. Быстрицы Надворнянской в Пневце возле Надворной, в склоне г. Большая Пецыга — кливский песчаник в подошве менилитовой серии (нижний олигоцен)	7,05	0,194	40

* По данным Семененко и др. [35, 36].

** Добавлено нами.

В приведенной табл. 4 обращает на себя внимание сильно заниженный абсолютный возраст (75 млн. лет) глауконитовых песчаников сеномана из окрестностей Городенки, который по своим цифровым значениям отвечает верхнему сенону (кампану). Данные вызывают сомнение, так как принадлежность этих пород к сеноману подтверждают находки в перекрывающих известняках фауны *Neohibolites ultimus* Orb., *Inoceramus crispus* Mant. и др. Достовернее кажутся результаты определений возраста более молодых глауконитово-кварцевых песчаных отложений (их мощность не превышает 10 м) из района Щирца, Мацониша и Мокротина, которые по фауне моллюсков и мелких фораминифер Л. Н. Кудрин [16] относит к верхнему эоцену. Здесь уместно напомнить, что моллюски по своему составу очень близки фауне Латторфа Северной Германии, шешерского горизонта Украинских Карпат и «слоев из Мандрыковки» восточных областей УССР, возраст которых давно уже вызывает споры и относится то к нижнему олигоцену (латторфский ярус), то к верхнему эоцену. Эндемичный характер фауны моллюсков затрудняет окончательное разрешение этого вопроса и проблема латторфского яруса не может считаться окончательно решенной, хотя большинство исследователей склонно отнести его к верхнему эоцену. В подтверждение этой точки зрения, кстати, могут быть использованы приведенные выше (табл. 4) определения абсолютного возраста (45—50 млн. лет).

Т а б л и ц а 5
Возраст экзотических изверженных пород из галечного материала палеогеновых конгломератов Пеннинской зоны

№ пп	№ образца	Порода	Место находки	Свита и геологический возраст	Степень сохранности породы	Содержание			В численном выражении		Геологический возраст
						К, %	Ag ⁴⁰ рад, %/г	Ag ⁴⁰ возд + Ag ⁴⁰ возд, %*	по анализу	принятый средний	
1	619/1	Гранодиорит серый крупнозернистый	Руч. Тиссало	Дат-палеоцен	Хорошая	4,55	27,98	127,5	88 ± 5	90	Верхний мел
2	662/1	Гранодиорит крупнозернистый	Руч. Вульховец	Дат-палеоцен	Оч. хорошая	4,51	29,62	79,0	93 ± 5	118	Нижний мел
3	662/8	Гранодиорит серый	Руч. Вульховец	Дат-палеоцен	Хорошая	3,83	37,94	90,4	120 ± 7	136	Нижний мел
4	622/11	Гранит крупнозернистый розовый	Руч. Вульховец	Дат-палеоцен	Удовлетворит.	3,89	36,71	62,3	116 ± 7	—	—
5	662/17	Гранодиорит мелкозернистый порфиритовидный	Руч. Вульховец	Дат-палеоцен	Оч. хорошая	4,81	36,40	148,0	102 ± 5	106	Мел
6	662/18	Гранодиорит порфир	Руч. Вульховец	Дат-палеоцен	Оч. хорошая	4,17	34,14	71,6	110 ± 5	110	Нижний мел
7	662/25	Гранодиорит мелкозернистый	Руч. Вульховец	Дат-палеоцен	Оч. хорошая	4,59	32,10	53,30	110 ± 6	119	Нижний мел
8	2116/595	Альбитофир	Руч. Вульховец-чик в бас. р. Рики	Средний-верхний эоцен	Плохая	4,15	38,98	99,7	122 ± 6	67	Палеоцен
9	1514/1д	Гранит розоватосерый, среднезернистый	р. Терешова	Эоцен	Хорошая	4,03	37,35	99,4	116 ± 7	298**	Карбон
10	1514/1а	Гранит светлого-серый	р. Терешова	Эоцен	Хорошая	4,15	19,77	145,5	69 ± 5	353**	Девон
11	1514/1в	Гранит светлого-серый, среднезернистый	г. Терешова	Эоцен	Удовлетворит.	4,39	18,95	129,3	—	368**	Девон
12	1514/1е	Гранит розоватосерый среднезернистый	г. Терешова	Эоцен	Оч. хорошая	5,19	—	—	—	375**	Девон
13	1514/1б	Гранит розовый среднезернистый	г. Терешова	Эоцен	Плохая	2,20	—	—	—	411**	Ордовик силур

* Абсолютное количество воздушного аргона в анализе (Ag⁴⁰возд = Ag⁴⁰возд + Ag⁴⁰возд) при допущении, что весь Ag⁴⁰возд и современного происхождения, не было дискриминации неотомов. С. С. БЕРНОВА, И. П. КРАСНОВА, И. П. КРАСНОВА

В этой связи большой интерес представляют также данные об абсолютном возрасте кливских песчаников, которые в разрезе Быстрицы Надорнянской (окрестности Пнева) прослеживаются в нижней части нижнеменилитовой свиты. Возраст нижнеменилитовых пород спорный. Показывающее большинство советских и румынских геологов относит их к нижнему олигоцену, а многие исследователи Польши и Чехословакии приписывают их к верхнему эоцену. Данные об абсолютном возрасте (40 млн. лет) позволяют считать более правдоподобной первую точку зрения (табл. 4).

Очень хорошо совпали определения абсолютного возраста (100 млн. лет) с геологическими данными по глаукониту песчаника, залегающего в самой верхней части янковской свиты (альб), по кровле которой проводится граница между нижним и верхним мелом [10]. Менее надежными кажутся данные, полученные для пород ямненской, манявской и быстрицкой свит. Среди них вызывают сомнения результаты определения возраста образца, взятого в с. Яремче из подошвы ямненских песчаников. Заключение авторов [35, 36], что по результатам радиологических анализов (85 млн. лет) пестроцветный яремчанский горизонт не моложе сеномана (речь, по-видимому, идет о сеноне) и что «...по крайней мере нижнюю часть ямненского песчаника следует отнести к верхнему мелу», вероятно, ошибочно.

Находки в яремчанских слоях, залегающих в основании ямненских песчаников, фауны нуммулитов [17] и дискоциклинов (последние были найдены в с. Яремче в 1966 г. Я. В. Совчиком), исключают возможность подобного толкования.

Большой интерес представляет изучение абсолютного возраста «экзотических пород» (галеков, валунов и глыб) в составе обломочного материала нижнепалеогеновых конгломератов Пенинской зоны, коренные выходы которых на дневной поверхности и в скважинах не установлены ни в нашей части Карпат, ни в зарубежной.

Изучению были подвергнуты разнообразные «экзотические породы» магматического происхождения. Они были проанализированы калий-аргоновым методом по биотиту в лаборатории абсолютного возраста ВСЕГЕИ под общим руководством Н. И. Полевой [3, 14, 15] и калий-аргоновым методом по породе во Львовском университете (табл. 5).

В табл. 5 обращает на себя внимание прежде всего меловая группа интрузивных и эффузивных образований кислого ряда. Подобных пород мелового возраста вообще не установлено в Карпатах, за исключением Баната в Румынии, где они, однако, имеют четко выраженный щелочной характер. Совсем неожиданным оказалось обнаружение палеогеновых альбитофиров в конгломератах среднего — верхнего эоцена в Пенинской зоне. Резкие изменения в геологическом развитии этой зоны на рубеже мела и палеогена установлены геологами уже давно, но следов проявившейся в это время эффузивной деятельности пока что обнаружено не было.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАКАРПАТСКОГО ВНУТРЕННЕГО ПРОГИБА И ПЕНИНСКОЙ ЗОНЫ

В геологическом строении Закарпатского внутреннего прогиба принимают участие разновозрастные комплексы осадочных, эффузивных, пирокластических, экструзивных и реже интрузивных образований. В частности, в районе Береговского холмогорья бурением были вскрыты палеогеновые диабазы фундамента. Большой интерес представляют стилитовые породы диабазового типа, вскрытые скважиной Тересва-13 в северной части Закарпатского внутреннего прогиба, вблизи его контакта с Пенинской

... и не было дискриминации изотопов.
... С. С. Круглова и Н. И. Полевой [15].
... возд + А' возд / при допущении, что весь Аг³⁸ воздушного и современного происхождения*

зоной. Скважина на глубине 1755 м под молассовым комплексом неогеновой вошла в верхнесенонские мергели пуховской свиты с фауной *Globotruncas arca Cushmani*, а затем вскрыла спилиты. Радиологические исследования разгадали возраст спилита, взятого на глубине 1975 м, указывают на его абсолютный возраст в 66 ± 7 млн. лет ($K = 2,16\%$, $Ar^{40}_{рад} = 9,91 \cdot 10^{-9} z$, $Ar_{возд} = 80\%$), что отвечает низам палеоцена и, возможно, верхней части датского яруса.

Хороший и довольно полный материал имеется по абсолютному возрасту магматических образований территории Закарпатского внутреннего прогиба. В неогеновом этапе магматизма Советского Закарпатья и Восточной Словакии выделяются два генетических комплекса пород: эффузивный и гипабиссальный. Установление возраста этих образований является важным не только для познания истории магматизма, но и для правильного направления исследований в области гидротермальных образований.

Относительно возраста гипабиссального комплекса нет единой точки зрения. Б. В. Мерлич и С. М. Спитковская [26] впервые указали на тектоническую и временную обособленность гипабиссальных интрузий и провели аргументацию более древнего их возраста, нежели наземные вулканические образования Выгорлат-Гутинской гряды, и отнесли их к паннону. Но некоторые исследователи [11, 13, 19] считают гипабиссальные интрузии корнями эффузивов и относят их к плиоцену.

Как показали дальнейшие исследования [25], гипабиссальный комплекс образован внедрениями стадийных производных магматических очагов испытывавших сложную и длительную дифференциацию в промежуточные локальные камеры, приуроченных к приподнятым блокам донеогенового фундамента в зонах, сопряженных с глубинными разломами. Этот комплекс является сложным, многостадийным и представлен габбро-диабазами (I стадия), диорит-порфиритами (II стадия), гранодиорит-порфирами (III стадия) и лейкократовыми дацитами и липаритами (IV стадия).

В пределах Советского Закарпатья породы гипабиссального комплекса развиты в Вышковском, Велико-Добронском и Перечин-Свалявском районах. В Словакии породы этого комплекса установлены в Восточно-Словацкой впадине и Средне-Словацком Рудогорье (район Банской Штиавицы). В указанных районах гипабиссальный комплекс представлен полной или почти полной гаммой петрографических разновидностей. Однако, кроме перечисленных, в пределах зон глубинных разломов имеются и такие районы (Береговский, Земплинский в Словакии), где развиты только породы лейкократовой фации — купола лейкократовых липаритов.

Анализируя геологические материалы петрологического и структурного плана, Б. В. Мерлич и С. М. Спитковская пришли к заключению, что купола липаритов Береговского района и Северной окраины Земплина генетически близки и синхронны лейкократовым породам гипабиссального комплекса, возраст которых определяется панноном. Эти представления в настоящем являются дискуссионными и некоторые исследователи [19, 37] считают липариты Береговского района синхронными и генетически связанными с нижнесарматским эксплозивным вулканизмом.

Приведенные ниже результаты определений абсолютного возраста производных гипабиссального комплекса и липаритов Береговского района и Земплина (Восточная Словакия) являются одним из объективных критериев при суждениях о возрастном положении отдельных проявлений неогенового магматизма.

Известно, что габбро-диабазы (наиболее ранние дифференциаты гипабиссального комплекса) прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего сармата (Вышковский район). Таким образом, нижний возрастной предел этого комплекса устанавливается как нижний сармат. Верхний возрастной предел гипабиссального комплекса ограничен лейкократовыми породами, являющимися наиболее поздними его дифференциатами. Для лейкократовых дацитов и кварцевых диорит-порфиритов

II стадии) Вышковского района, внедрившихся в фаунистически охарактеризованные отложения паннона, получены значения абсолютного возраста $14,6 \pm 2,2$; $14,3 \pm 3,6$; $13,4 \pm 3,7$ млн. лет. (табл. 6). Для других лейкократовых пород — микрогранодиоритов (Перечинский район, с. Дубриница) и липарито-дацитов с гранатом (Свалявский район) значения абсолютного возраста соответственно равны $14,2 \pm 0,4$ и $15,7 \pm 3,4$ млн. лет.

Т а б л и ц а 6

определения абсолютного возраста пород гипабиссального комплекса Советского Закарпатья и Словакии

№	Порода, минерал	Место взятия образца	Содержание			Возраст, млн. лет
			K, %	Ar ⁴⁰ рад' на/g	Ar ⁴⁰ возд' %	
1	Лейкократовый дацит	Вышково, скв. 611	1,76	1,785	90	$14,6 \pm 2,2$
2	Лейкократовый дацит	Вышково, скв. 603	2,17	2,138	94	$14,5 \pm 3,6$
3	Микрогранодиорит	Дубриница, скв. 25	2,66	2,579	89	$14,2 \pm 0,4$
4	Лейкократовый дацит с гранатом	Свалява, скв. 1	2,18	2,323	92	$15,7 \pm 3,4$
5	Серицитизованный гранодиорит-порфир	Чопская впадина, скв. 16	2,82	2,145	92	$11,1 \pm 3,1$
6	Липарит	Земплин, с. Цейково (Словакия)	6,3	6,006	67	$14,0 \pm 1,1$
7	Липарит (ксенолит)	Земплин, с. Цейково (Словакия)	5,82	5,460	84	$14,1 \pm 2,0$
8	Липарит	Земплин, с. Грчела (Словакия)	3,1	3,322	88	$15,7 \pm 2,8$
9	Липарит	Земплин, с. Бара (Словакия)	3,5	3,928	84	$16,2 \pm 2$
10	Гранодиорит	Банская Штиавница (Словакия)	3,91	3,946	86	$14,8 \pm 2,4$
11	Гранодиорит-порфир	Банская Штиавница (Словакия)	3,28	3,468	82	$15,5 \pm 2,0$
12	Гранодиорит	Банская Годруша (Словакия)	2,55	2,941	90	$16,9 \pm 3$
13	Липарит	Банская Штиавница (Словакия)	5,61	4,737	85	$12,4 \pm 2,2$
14	Диорит-порфир	Вышково, Черепец	2,16	1,98	94	$13,4 \pm 3,4^*$
15	Березит	Вышково, Шуте	3,23	3,13	87	$14,2 \pm 2,7^*$
16	Андезит-дацит	Подулки	3,32	2,57	94	$11,4 \pm 3,6^*$
17	Карбонат-калишпатовая порода (андезито-дациты)	Подулки	8,64	6,60	75	$11,2 \pm 1,3^*$
18	Порода (андезито-дациты)	Подулки	8,00	5,37	81	$9,8 \pm 1,5^*$

* Определения выполнены по образцам, собранным Э. А. Лазаренко.

Следует заметить, что с экструзиями липарито-дацитов с гранатом генетически и пространственно связаны гранатовые липарито-дацитовые туфы. Последние хорошо стратифицированы и отнесены чешскими и советскими геологами к паннону [33, 41]. Исходя из приведенных данных по Вышковскому и Перечин-Свалявскому районам, Б. В. Мерлич и С. М. Спитковская полагают, что значения абсолютного возраста 13—15 млн. лет относятся к паннону, в объем которого по существующему делению включают верхний сармат, меотис, понт и киммерийский ярус.

Близки по значению определения абсолютного возраста гранодиорит-порфиров и гранодиоритов района Банской Штиавницы: $14,8 \pm 2,4$; $15,3 \pm 2,0$; $16,9 \pm 3$ млн. лет (табл. 6), а для лейкократовых липаритов, вершающих гипабиссальный комплекс этого района, величина абсолютного возраста определена равной $12,4 \pm 2,2$ млн. лет. Характерно, что абсолютный возраст гидротермально измененных гранодиорит-порфиров (район Вышково, Великой Доброни) меньше их неизмененных аналогов и определяется в пределах $12,9 \pm 2,5 - 11,1 \pm 3,1$ млн. лет (табл. 6), что свидетельствует о диапазоне разрыва между временем кристаллизации порфиров и временем гидротермальной деятельности.

Сходные данные абсолютного возраста получены для лейкократовых липаритов северной окраины Земплина и Береговского холмогорья: для липаритов Земплинского поднятия — $14 \pm 1,1$; $14,1 \pm 2$; $15,7 \pm 2,8$; $16,2 \pm 2$ млн. лет (табл. 6), а для Береговского холмогорья [37] — для липаритов от 13,5 до 15,5 млн. лет и для туфов $13,6 \pm 1$; $14,3 \pm 1,8$; $15,3 \pm 2,7$; $16 \pm 1,5$ млн. лет (см. табл. 7).

Как видно из приведенных материалов, значения абсолютного возраста поздних дифференциатов гипабиссального комплекса и лейкократовых липаритов Береговского и Земплинского районов весьма близки и указывают, что все эти породы относятся к узкому возрастному интервалу практически могут считаться разновозрастными. Задача состоит в том, чтобы установить, к какому именно ярусу и подъярису относятся эти породы — к паннону или к нижнему сармату.

Поскольку в геохронологической шкале, выраженной в абсолютном летоисчислении, нет возрастных подразделений на ярусы, то, следовательно, относить экструзии липаритов Береговского холмогорья к нижнему сармату только потому, что их абсолютный возраст находится в пределах 13–15 млн. лет, нет оснований. Для решения вопроса о принадлежности упомянутых образований к паннону или нижнему сармату необходима ярусная стратиграфическая привязка определений абсолютного возраста. Такая привязка получена нами для Вышковских интрузий лейкократовых дацитов, прорывающих фаунистически охарактеризованные отложения паннона и для гранатовых липарито-дацитов, которые, судя по стратиграфическому положению гранатовых туфов, относятся к паннону. Значения абсолютного возраста заведомо посленижнесарматских лейкократовых дацитов — 14,6 и 14,3 млн. лет, гранатовых липарито-дацитов — 15,7 млн. лет аналогичны значениям абсолютного возраста лейкократовых липаритов Береговского и Земплинского районов: 13,4–15,3 и 14–15,7 млн. лет соответственно. Следовательно, Береговские и Земплинские лейкократовые липариты также должны быть отнесены к посленижнесарматским образованиям. Однако этот вопрос требует дальнейших исследований и не может считаться окончательно решенным.

Определения абсолютного возраста образований эффузивного комплекса и измененных аналогов из района Подулки (Выгорлат — Гутинская гряда) были произведены по материалам, собранным Э. Лазаренко.

Результаты определений, приведенные в табл. 6, свидетельствуют о том, что наземные вулканы Выгорлат-Гутинской гряды андезито-дацитового ряда моложе наиболее поздних дифференциатов гипабиссального комплекса (лейкократовых дацитов) и экструзий лейкократовых липаритов Береговского и Земплинского районов.

Согласно представлениям М. Ю. Фишкина, для верхнеэоценовой металлогенической эпохи внутрикарпатского орогена наиболее интересной являлась тортон-сарматская фаза вулканизма, которая проявилась на внутренней (т. е. южной) стороне вулканического пояса по окраинам Паннонского массива. С этой фазой он тесно связывает образования эффузивно-пирокластических и ассоциирующихся с ними эструзивно-интрузивных образований, широко развитых в Чоп-Берегово-Вышковской полосе.

Т а б л и ц а 7

Абсолютный возраст липаритов, их пирокластов и околорудовозмененных пород
Береговского холмогорья в Закарпатье

№ пп	Порода, минерал	Место взятия образца	Содержание			Возраст, млн. лет
			К, %	Ar ⁴⁰ рад' нг/г	Ar ⁴⁰ возд' %	
1	Бескварцевый, афанитовый плагиолипарит из центральной части купола	Вост. часть холмогорья г. Хаеш. Большой карьер	2,70	2,87	85	15,5±2,7
2	Афанитовый, бескварцевый плагиолипарит	Вост. часть холмогорья г. Хаеш	3,13	2,85	93	13,4±3,5
3	Афанитовый плагиолипарит	Вост. часть холмогорья г. Хаеш	3,03	3,49	88	16,5±4,2
4	Липаритовый абсидиан	Зап. часть холмогорья, подножье г. Длинной	3,77	3,22	83	12,5±1,2
5	Плагиолипарит с вкрапленниками кварца	Зап. часть холмогорья, верш. г. Длинной у подводящего канала купола	3,39	3,29	94	14,3±4,6
6	Флюидалный плагиолипарит	карьер Косино	2,57	3,25	88	18,5±3,5
7	Липарит	р-н с. Косино	3,59	4,22	94	17,3±4,2*
8	Липарит	р-н с. Косино	4,07	4,37	92	15,2±2,8*
9	Обломок липаритового абсидиана в агломератовом липаритовом туфе	Вост. часть холмогорья г. Керек-Му-жиевская	3,09	3,23	85	15,3±2,7
10	Агломератовый витрокластический туф липарита	Скв. 172, г. Золотистая	2,98	3,30	94	16,2±3,5
11	Агломератовый витролитокластический туф	Подножье юж. скл. г. Длинная	3,61	3,53	90	14,3±1,8
12	Литовитрокластический туф липарита с округлыми обломками перлитового стекла	Подножье г. Шарок, зап. часть холмогорья	3,79	3,33	80	12,9±1,6
13	Адуляризованный и окварцованный липаритовый туф	Береговское полиметаллическое м-ние. Главный южный ствол штольня № 1 в 15 м от висячего бока сульфидной жилы	3,63	3,34	88	13,4±2,1
14	Окварцованный и адуляризованный пятнистый липаритовый туф	Там же. Рассечка № 1 у лежащего блока сульфидной жилы	3,35	5,03	82	13,7±1,3
15	Кварц-адуляровая порода (липаритовый туф)	Берегово	5,53	4,55	89	12±2,0*
16	Окварцованный и адуляризованный липаритовый туф	Береговское полиметаллическое м-ние. Рассечка № 25, гориз. 170 м, штольня № 1 у зальбанда сульфидной жилы	5,63	4,82	68	12,5±1,3

Таблица 7 (окончание)

№ пп	Порода, минерал	Место взятия образца	Содержание			Возраст, млн. лет
			К, %	Ar ⁴⁰ рад, нг/г	Ar ⁴⁰ возд, %	
17	Окварцованный и адуляризованный туф с сульфидной вкрапленностью	р-н с. Косино	4,81	4,41	77	13,4±1,3
18	Окварцованный и адуляризованный туф с сульфидной вкрапленностью	р-н с. Косино, гориз. 210 м. Рассечка № 8, штольня № 1 у кварцевой жилы	2,59	2,31	86	13,3±1,8
19	Адуляризованный и гидрослюдированный туф липарита	с. Квасово, скв. № 21, глубина 30 м	6,0	7,58	72	18,6±1,4
20	Окварцованный и адуляризованный туф липарита	с. Квасово, скв. № 137, глубина 192 м	9,87	8,81	83	13,0±1,4
21	Адуляризованный, оруденелый туф липарита	с. Квасово, скв. № 361, глубина 220 м	8,10	7,41	85	13,4±1,2
22	Адуляризованный, оруденелый туф липарита	с. Квасово, скв. № 138, глубина 216 м	3,89	4,35	89	16,3±2,3

* Определения выполнены по образцам, собранным Э. А. Лазаренко.

Для выяснения возрастных соотношений между липаритами, пирокластами и оруденением были исследованы вулканиты Береговского холмогорья и их гидротермально измененные разности, имеющие непосредственную связь с рудными процессами [37]. Береговское холмогорье расположено в Чоп-Берегово-Вышковской полосе зоны сочленения Паннонского массива с Закарпатским внутренним прогибом. Этот район сложен осадочными, эффузивными, пирокластическими экструзивными и реже интрузивными образованиями неогена. В основании разреза залегает новоселицкий горизонт липаритовых туфов нижнетортонского возраста. Нижнетортонские эффузивные образования представлены андезитами и их пирокластами. К нижнесарматским отложениям, входящим в состав добратовской свиты, относятся два горизонта (средний и верхний) плагиолипаритовых туфов, разделенные глинами и песчаниками с маломощными прослоями туфов и туффитов. Венчают разрез плагиолипариты, образующие экструзивные купола и потоки. Формирование липаритовых куполов, по мнению М. Ю. Фишкина, сопровождалось эксплозиями, о чем свидетельствуют сходство состава липаритов и верхних туфов и наблюдавшиеся переслаивания липаритов с верхним горизонтом туфов добратовской свиты в районе гор Длинная, Шарок, Ардов. Данные бурения показывают, что липариты и их пирокласты (часто оруденелые) в ряде участков залегают под угленосными отложениями паннона.

Согласно представлениям М. Ю. Фишкина, с экструзиями верхних липаритов связывается формирование полиметаллического, алузитового, каолинового и баритового оруденения.

В этой связи определенный интерес представляют данные об абсолютном возрасте плагиолипаритов, плагиолипаритовых туфов, а также измененных окварцованных и адуляризованных туфов.

Как видно из данных табл. 7, результаты определения абсолютного возраста липаритов и туфов колеблются в пределах $12,5 \pm 1,2$, $-15 \pm$

2,7 млн. лет для липаритов и $14,3 \pm 1,8 - 16 \pm 1,5$ млн. лет для туфов, т. е. значения абсолютного возраста липаритов и липаритовых туфов весьма близки. Также близки значения абсолютного возраста окварцованных адуляризованных туфов с данными липаритов: $12,5 \pm 1,3 - 16,0 \pm 2,0$ млн. лет.

По наблюдениям М. Ю. Фишкина, адуляризованные оруденелые туфы в ряде мест залегают под алмашской свитой (средний сармат).

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И., и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных.— В кн. «Абсолютный возраст геологических формаций». Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. Изд-во «Наука», 1964.
2. Бойко А. К. О возрасте пород метаморфического комплекса Мармарошского массива.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва. 1966, № 10.
3. Бойко А. К. Расчленение домезозойского метаморфического комплекса Советских Карпат.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1967, № 11.
4. Бойко А. К., Чеджемов Г. Х., Цьонь О. В. Абсолютный возраст некоторых образований Советских Карпат.— Вост. Львовск. ун-та, серия геол., 1966, № 4.
5. Бойко А. К., Чеджемов Г. Х., Цьонь О. В. Новые данные радиологических исследований в Восточных Карпатах.— Труды XIV сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. Изд-во «Наука», 1967.
6. Вульчин Е. И., Гофштейн И. Д., Круглов С. С. Новые находки гранитоидов во флише и молассах Карпат.— Вопросы геологии нефтегазоносных районов Украины.— Труды УкрНИГРИ. Гостоптехиздат, 1963, вып. 3.
7. Гельман О. Я. Анализ основных вариантов калий-аргонового метода определения абсолютного возраста с точки зрения оптимального планирования эксперимента. Тбилиси, 1962.
8. Гельман О. Я. Исследование погрешностей определения содержания Ar^{40} в минералах методом изотопного разбавления (с использованием Ar^{36}).— Сообщ. АН ГрузССР, 1960, 25, № 4.
9. Глушко В. В., Кульчицкий Я. О., Шакин В. А. Основные черты тектоники и перспективы нефтегазоносности Украинских Карпат.— В сб. «Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений. Геология Карпатской нефтегазосной провинции». Киев, 1965.
10. Грузман А. Д., Дабалян Н. В., Круглов С. С., Кульчицкий Я. О., Максимов А. В., Петрашкевич М. И., Рейфман Л. М., Темнюк Ф. П., Шакин В. А. Унифицированные схемы стратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат и прилегающих прогибов.— Палеонтол. сб., № 3, вып. 2. Изд-во Львовск., ун-та, 1966.
11. Данилович Л. Г. До питання про послідовність вивержень в хребті Аваш в Закарпатті.— Докл. АН УРСР, 1960, № 12.
12. Жуков Ф. И., Сергеева Л. А., Пасечник Я. В. Деякі характерні риси карпатського палеозою на Рахівському масиві.— Геол. ж. АН УРСР, 1964, 24, вып. 6.
13. Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат.— Вид. АН УРСР, 1961.
14. Круглов С. С. Гранитные гальки во флише Советских Карпат и их происхождение.— Сов. геология, 1962, № 12.
15. Круглов С. С., Полевая Н. И. Абсолютный возраст экзотических гранитов Советского Закарпатья.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 54.
16. Кудрин Л. Н. Стратиграфия, фацции и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
17. Кульчицкий Я. О., Хлопонин К. Л. О возрасте ямненских песчаников (Восточные Карпаты).— Геол. нефти, 1957, № 9.
18. Лангер-Кузьнярова А., Лазаренко Е. К., Феношина У. И. К минералогии ордовикского глауконита Тлуша.— Мин. сб. Львовского ун-та. Львов, 1963, № 17.
19. Малеев Е. Ф. О приуроченности оруденения к вулканическим образованиям Закарпатья.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 1.
20. Матковский О. И. Метаморфические породы Чивчинских гор и связанные с ними полезные ископаемые.— Материалы научной конференции выпускников геол. факультета Львовск. ун-та. Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
21. Матковский О. И. Мусковитовые слюды из метаморфических сланцев Чивчинских гор Карпат.— Мин. сб. Львовск. ун-та. Львов, 1965, 4.

22. Матковский О. И. Некоторые особенности древнейшего магматизма в Чивчинских горах Карпат.— Докл. VII конгресса КБГА. София, 1965.
23. Матковский О. И., Чеджемов Г. Х., Цьонь О. В. Абсолютный возраст некоторых пород докембрийского фундамента в Чивчинских горах Карпат.— Труды XIV сессии комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. Изд-во «Наука», 1967.
24. Матковський О. І., Ясінська А. А., Чеджемов Г. Х., Цьонь О. В. Деякі особливості мінерального складу і вік сульфідних рудопроїв та вміщених їх порід Чивчинських гір Карпат.— XL Наукова конференція. Тези доповідей. Львів, 1966.
25. Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Особенности верхнеэоценового магматизма глубинных разломов Закарпатья.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1965, № 9.
26. Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Про вік гіпабісальних інтрузій Вишківського району в Закарпатті.— Геол. ж. АН УРСР, 1958, 18, вып. 3.
27. Рудаков С. Г. Вулканогенные образования в метаморфических комплексах Восточных Карпат.— Докл. VII конгресса КБГА. София, 1965.
28. Рудаков С. Г. Некоторые особенности метаморфизма древних пород Советских Карпат.— Вести. МГУ, серия IV, геология, 1966, № 5.
29. Рудаков С. Г. О возрасте гранитоидов в Чивчинских горах.— В сб. «Очерки по геологии Советских Карпат». Изд-во МГУ, 1966.
30. Рудаков С. Г. О метаморфическом комплексе Чивчинских гор и его взаимоотношениях с древнейшими породами Раховского массива.— Сб. «Очерки по геологии Советских Карпат». Изд-во МГУ, 1966.
31. Сандлер Я. М. О нижнем палеозое Предкарпатского прогиба и примыкающей части Вольно-Подольской окраины Русской платформы.— В сб. «Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений. Геология Карпатской нефтегазоносной провинции». Киев, 1965.
32. Сандлер Я. М., Глушко В. В. Складчатый силур в северо-западной части Львовской области.— Докл. АН СССР, 1955, 103, № 4.
33. Сасин Г. Г., Славик Я. Стратиграфическое значение гранатовых риодацитов туфов Восточной Словакии и Советского Закарпатья.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1967, № 11.
34. Семеновко Н. П. О возрасте метаморфизма пород Раховского массива.— Материалы IV съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев, 1960.
35. Семеновко Н. П., Ладыженский Р. Н., Котловская Ф. И., Берштейн В. Е. Абсолютный возраст геологических формаций Карпат.— Материалы V съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев, 1962.
36. Семеновко Н. П., Ткачук Л. Г., Клушин В. И. Галицийская складчатая область рифеид и каледонид и их предгорный прогиб.— Материалы VI съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев, 1965.
37. Фишкин М. Ю., Чеджемов Г. Х., Цьонь О. В., Мамчур Г. П. О возрастном соотношении экстрезивно-эффузивных образований и полиметаллического оруденения Береговского холмогорья в Закарпатье по данным определений их абсолютного возраста.— Труды XIV сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. Изд-во «Наука», 1967.
38. Чеджемов Г. Х. Интегральный метод определения радиогенного аргона в минералах с помощью масс-спектрометра.— Мин. сб. Львовск. ун-та, 1964, № 18, вып. 2.
39. Чеджемов Г. Х. К методике анализа радиогенного аргона в минералах изотопным разбавлением.— Мин. сб. Львовск. ун-та, 1965, № 19, вып. 1.
40. Чеджемов Г. Х., Гофштейн И. Д., Круглов С. С., Мамчур Г. П., Цьонь О. В. Новые данные об абсолютном возрасте обломков гранитоидов из флиша и моласс Советских Карпат.— Вести. Львовск. ун-та, серия геол., 1966, вып. 4.
41. M. Brodňan, Dobra E., Polášek S., Prokšova D., Račický M., Slávik J., Sýkorova Viera. Geológia podvihorlatskej uhol'nej panvy, oblasť Hnojné.— Geol. ústav Dionýza Stúra, Bratislava, 1959, zošit 52.