

НИКОЛАЙ П. ЩЕРБАК* — Е. Н. БАРТНИЦКИЙ* — НАТАЛИЯ Ю. МИЦКЕВИЧ* —
Л. М. СТЕПАНЮК* — БОГУСЛАВ ЦАМБЕЛ** — ПАВОЛ ГРЕЦУЛА***

U-Pb РАДИОМЕТРИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ЦИРКОНОВ ИЗ МОДРАНСКОГО ГРАНОДИОРИТА МАЛЫХ КАРПАТ И ПОРФИРОИДА НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СПИШСКО-ГЕМЕРСКОГО РУДОГОРЬЯ (ЗАПАДНЫЕ КАРПАТЫ)

(Рис. 2, табл. 2)

Резюме: В предположенной статье отмечается на основе U-Pb метода, что циркон, отсепарированный из биотитового гранодиорита (тоналита) Модранского массива Малых Карпат, подтвердил возраст не больший 320 млн. лет. Это уточняет и доказывает младший возраст этой интрузии по сравнению с гранитоидами Братиславского гранитоидного массива. Возрасты обоих типов гранитоидов Малых Карпат были определены Rb-Sr изохронным методом (Багдасарян и др., 1983), но разница в возрасте не была такая однозначная. Возраст цирконов из порфироида Велькой Гутной долины (район с. Гельцмановце) был определен на 403 ± 5 млн. лет, что определяет его включение в верхнюю часть нижнего палеозоя. Это не противоречит взгляду о возрасте риолитов Спишско-гемерского рудогорья: верхний силур — нижний карбон.

Abstract: In the present paper it is stated on the basis of U-Pb method that zircon separated from biotite granodiorite (tonalite) from the Modra massif of the Malé Karpaty Mts. proves an age not exceeding 320 m. y. This fact supports a view on younger age of this intrusion when compared with granitoids from the Bratislava massif. Ages of the both types of the Malé Karpaty Mts. granitoids were determined by Rb-Sr isochrone method (Bagdasaryan et al., 1983), but the age difference was not so univocal. Age of zircons from porphyroid from Veľká Hutná dolina valley (region of Helcmanovce) equals to 403 ± 5 m. y. what enables to include it into the upper part of the Lower Palaeozoic. This is not in contradiction to a view on age of rhyolites from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. ranging from the Upper Silurian to the Lower Carboniferous.

Введение

В прошлом было между Геологическим институтом Центра геонаучных исследований САН в Братиславе и ИГФМ АН УССР в Киеве тесное сотрудничество в области радиометрического (U-Pb) определения минералов, главным образом цирконов и монацитов из гранитоидов и порфироидов Западных Карпат. Некоторые пробы цирконов, которые не были в то время анализированы по техническим причинам, были исследованы современными методами. Результаты анализов рассматриваются в настоящей статье. В прошлом были в сотрудничестве с киевским инсти-

* Акад. АН УССР Н. П. Щербак, Е. Н. Бартницкий, д-р г.-м.н., Н. Ю. Мицкевич, к.г.-м.н., Л. М. Степанюк, к.г.-м.н., ИГФМ АН УССР, пр. Палладина 34, 252 068 Киев.

** Акад. САН Б. Цамбел, Геологический институт Центра геонаучных исследований САН, Дубравска цеста 9, 814 73 Братислава.

*** Д-р П. Грецупа, д-р н. Геологическая разведка, нац. предпр., аб. ящ. 13, 040 11 Кошице.

тутом опубликованы следующие статьи, в которых приводятся геохронологические данные UP-b характера: Бойко и др., 1974; Цамбел и др., 1977; Щербак и др., 1979.

В настоящей статье оцененные анализы цирконов представляют геологически и генетически разнообразные материалы. Одна проба представлена цирконом из гранитоидов модранского типа района Малых Карпат и вторая проба из порфироида района с. Гельцмановце.

Информация об анализируемых пробах

Анализируемая проба циркона из гранитоидов Малых Карпат (Z—3) была отобрана в большом карьере в с. Гармония (часть г. Модра) в долине Каменного потока у дороги, соединяющей с. Гармония и дом отдыха Пьески.

Карьер обнажает разрез субгоризонтальной интрузии модранского гранодиорита в сланцы гармонской серии (возраст осадочных пород в этом местонахождении был палинологически установлен как среднедевонский, Cambel—Pländerová, 1985). Сланцы гармонской серии образуют в модранском гранодиорите выклинивающиеся прослойки и слои. Во время межпластового субгоризонтального внедрения гранодиорита в гармонскую серию возник метаморфизм сланцев роговикового характера с ассоциацией минералов, содержащей кроме полевых шпатов и кварца, андалузит, кордиерит, биотит, вторичный мусковит, пигмент окисей железа и углерода и другие минеральные продукты распада основных породообразующих и вышеприведенных минералов.

В работах Кориковского и др. (1984, 1985) было установлено, что ороговикование сланцев является продуктом контактового термического метаморфизма, вызванного интрузией модранского гранодиорита (из которого была отобрана проба), который младший чем гранитоиды Братиславского массива. Эти сланцы уже раньше претерпели регионально-периплутонический метаморфизм внедрением старшего Братиславского плутона. Термодинамические условия обоих типов метаморфизма как следует: регионально-периплутонический метаморфизм Братиславского плутона $P = 300\text{—}350$ МПа, $T = 500\text{—}550$ °С, контактовый метаморфизм модранской интрузии на основе изучения минерального парагенезиса $P = 100\text{—}150$ МПа, $T = 630\text{—}650$ °С. Между обоими этапами метаморфизма перерыв, который не совсем однозначно следовал из Rb-Sr изохроны, сделанной Багдасаряном и др. (1982, 1983). Возраст Братиславского массива был определен на 347 ± 4 млн. лет и Модранского массива на 326 ± 22 млн. лет, т. е. здесь можно было предполагать и переплетание во времени. На основе этих данных авторы работ пришли к заключению о больших движениях и тектонических процессах во время варисийского орогена и об эрозии различных размеров, которая повлияла на морфологию варисийской горной цепи. Геологи вдруг осознали, что современное строение и морфология Западных Карпат является результатом комбинации минимально двух в современном рельефе изучаемых орогенических процессов, варисийского и альпийского, которые надо специфически исследовать и различать друг от друга.

На варисцийское строение и варисцийское складкообразование пезинско-пернекского кристалликума Малых Карпат обратил внимание уже Цамбел (C a m b e l, 1958).

На основе вышеприведенных термодинамических определений условий охлаждения обоих массивов можно предполагать, что интрузия Братиславского массива охлаждала на 12—14 км и Модранского массива на 5—6 км глубине, т. е. можно предполагать почти 6 км глубокий срез между интрузиями.

С тех пор, когда был обнаружен этот факт, геологи начали в Западных Карпатах уделять внимание различению проявлений варисцийского орогена от альпийского. Наблюдалось стремление объяснить специфические признаки варисцийской и альпийской тектоники и отличить отдельные орогенетические процессы по тектонометаморфизму и ретроградному метаморфизму. Различение обоих типов изменений играет решающую роль при определении идентичности отдельных орогенетических процессов — старшего варисцийского и младшего альпийского (Ц а м б е л и др., 1986).

Документальные данные о пробе гранодиорита Малых Карпат приведены в монографии Ц а м б е л а — В и л и н о в и ч а (C a m b e l — V i l i n o v i č, 1987) под № 271, стр. 237 каталога. Химический и планиметрический анализы приведены на стр. 214. Планиметрический анализ гранодиорита — биотитового тоналита (лейкотоналита) (2 шлифа) как следует: 31/30,5 кварц, 0/4 K-полевошпат, 57/53 плагиоклаз, 9/12 биотит, 2,5 мусковит, 0,5 акцессории, амфибол не был найден. Порода сероватого цвета прежде всего вследствие гидротермальных или сверхкритических изменений основных минералов на эндоконтакте гранодиорита и сланцеватой мантии.

Результат U-Pb анализа проведенного сотрудниками ИГФМ АН УССР в Киеве (310—320 млн. лет) (табл. 1) ясно подтверждает младший возраст Модранского массива по сравнению с Братиславским массивом. Таким образом было уточнено неясное датирование, вытекающее из изохрон составленных Б а г д а с а р я н о м и др. (1983).

Следующие данные, приведенные в настоящей статье, представляют анализы пробы цирконов AV-6. Одновременно будут подытоживаться информации и о других пробах группы AV, опираясь прежде всего на данные, приведенные в статье Щ е р б а к а и др. (1979).

Анализируемая проба риолита AV-6 (Велька Гутна долина, на юг от с. Гельцмановце) представляет кислый вулканический комплекс нижнего палеозоя гемерика. Литостратиграфическая обстановка вулканического комплекса в нижнем палеозое, в том числе и пробы AV-6 (как и раньше установленных радиометрических данных проб AV-1 — местонах. Под Стромишом и AV-2 — местонах. Стромиш на восток от г. Добшина из риолитов нижнего палеозоя Спишко-гемерского рудогорья) (Щ е р б а к и др., 1979), как следует:

На основе новых региональных комплексных геологическо-геофизическо-геохимических работ разделяем нижний палеозой гемерика снизу на 3 части по Г р е ц у л е (1982):

Нижняя часть (бетлиарская свита) детритовая. Она сложена из набора черных слоистых пелитово-алевритовых филлитов, в верхней части пелитовых филлитов с характерными литологическими типами — лиди-

Таблица 1

Содержания свинца и урана и изотопный состав свинца в цирконах их гранитоида Малых Карпат (пр. Z-3)

фракции цирконов	содержания в (‰)		изотопный состав свинца в (‰)				изотопные отношения		изотопный возраст (млн. лет)			
	свинец	уран	204	206	207	208	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$
не раздел.	0,00441	0,0733	0,101	78,934	6,325	14,640	0,4579	0,05390	660	383	338	338
I эл. м.	0,00351	0,0612	0,095	78,344	6,117	15,443	0,4259	0,05106	622	360	321	321
II эл. м.	0,00361	0,0614	0,086	80,308	6,358	13,248	0,4726	0,05380	732	393	338	338
III эл. м.	0,00472	0,0809	0,113	79,022	6,478	14,386	0,4408	0,05218	649	371	328	328
не маг.	0,00363	0,0616	0,064	80,900	5,847	13,187	0,4578	0,05460	660	383	338	338

Примечание. При введении поправки на обыкновенный свинец использовались следующие значения изотопных отношений: $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 17,92$; $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} = 15,58$.

Таблица 2

Содержание свинца и урана и изотопный состав свинца в цирконах из метазеффизива нижнего палеозоя Спешско-гемерского рудогорья (пр. AV-6)

Фракции цирконов	содержание в (‰)		изотопный состав свинца в (‰)				изотопные отношения		изотопный возраст (млн. лет)			
	свинец	уран	204	206	207	208	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$
+ 0,063 I эл. м.*	0,00456	0,0619	0,040	82,086	5,717	12,157	0,6012	0,06965	695	478	434	434
+ 0,063 II эл. м.*	0,00472	0,0605	0,016	83,680	5,579	10,724	0,6662	0,07561	738	518	470	470
+ 0,063 не маг.*	0,00411	0,0496	0,018	83,432	5,904	10,646	0,7583	0,08013	888	573	497	497
- 0,063 I эл. м.*	0,00602	0,0833	0,068	78,869	5,403	15,659	0,5028	0,06518	450	414	407	407
- 0,063 не маг.*	0,00454	0,0630	0,013	85,748	5,276	8,962	0,5859	0,07163	579	468	446	446

Примечание. При введении поправки на обыкновенный свинец использовались следующие значения изотопных отношений: $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 17,92$; $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} = 15,58$.

тами и карбонатами. Карбонаты встречаются значительно реже чем лидиты.

Средняя часть серии (смоляницкая свита) состоит из разнообразной шкалы зеленых филлитов, преимущественно слоистых, затем из флишевых псаммитово-пелитовых и псаммитовых наборов слоев, которые являются характерными членами некоторых выделенных единиц покровов, и из вулканических пород диабазово-кератофировой формации, образующих лишь тонкие (десятки м) слои на фундаменте средней части серии.

Пробы AV-3 (Смоляник) и AV-5 (Мнишек) (Щербак и др., 1979) происходят из смоляницкой свиты, а именно из 1—2 км толстого комплекса флишевых метапсаммитов. По результатам анализов кластических цирконов в метапсаммитах осадконакопление нижнего палеозоя гемерика не могло начаться раньше чем 660 млн. лет тому назад.

Верхняя часть серии (гнилецкая свита) сложена из вулканических пород и ее нижняя часть образована разнообразным вулканическим комплексом, присутствующим во всех типах нижнего палеозоя. В вышележащих слоях вулканический комплекс уже пространственно дифференцирован: на севере района находится вулканический комплекс с преобладанием основных вулканитов и в середине и на юге с преобладанием кислых вулканитов риолитового, дацитового и андезитового характера.

Возрастной интервал нижнего палеозоя не известен из-за недостатка опорных палеонтологических данных. Верхняя граница затрагивает максимально нижний карбон, так как палеонтологически исследованная свита карбона из с. Охтина верхневизейского-намюрского А возраста (Kozur et al., 1976). По палинологическим результатам (Planderová — Snopková, 1979; Snopková — Snopko, 1979) нижняя граница серии кембрий — нижний силур. Самая явная и численная ассоциация спороморфов силурского возраста, а именно из свиты, которая лежит наиболее низко по порядку напластования. Из этого можно сделать вывод, что стратиграфический диапазон воловской серии нижнего палеозоя вероятно силур — самый нижний карбон.

Пробы AV-1 и AV-2 из риолитов района на восток от с. Добшина (Под Стромишом и Стромиш), которые были анализированы уже раньше (Щербак и др., 1979). По этим результатам кислый вулканизм нижнего палеозоя гемерика, представленный вышеприведенными пробами (AV-1 модельный возраст Pb^{206}/U^{238} 420 млн. лет, AV-2 395 млн. лет), протекал в периоде около 400 ± 20 млн. лет (верхний силур — средний девон).

Близкий возраст 405 млн. лет (нижний девон, на границе с силуром) был определен новым анализом пробы AV-6.

Проба AV-6 из самой нижней части риолитового комплекса толщиной 400—600 м, в котором чередуются риолиты и риолитовые пирокластические породы.

Риолиты района Гельцмановце и Стромиш относятся к калиевым риолитам и к риолитам с высоким содержанием калия. Согласно петрографическому исследованию (Faryad — Grescula, 1984) риолиты пробы AV-6 имеют порфириковую структуру с фенокристаллами ортоклазов и кварца. Основная масса фельзитовая. Основным кристаллическим минералом породы является ортоклаз. Он образует гипидиоморфные —

идиоморфные, большей частью неправильные кристаллы размером с 0,5 по 2 мм, на окраинах которых часто наблюдается влияние магматической коррозии. Характерным признаком ортоклазов их пертитовый характер. Следующим признаком серицитизация калиевых полевых шпатов. Она интенсивно проявлена в кристаллах, которые не имеют пертитовый характер или которые лишь слабо пертитовые. Из других полевых шпатов добавочно встречаются решетчатый микроклин и неоморфизмы альбита. Следующим фенокристалловым минералом в породе кварц, образующий неправильные зерна, часто трещиноватые из-за давления и рекристаллизованные в относительно больше метаморфизованных породах. Добавочно встречаются окиси железа, столбчатые и идиоморфные зерна циркона, турмалина и чешуйки биотита.

Химический тренд вулканитов явно щелочной (Gresculla, 1982). Для них характерно низкое содержание MgO , CaO , TiO_2 и FeO . Средний химический состав риолитов из слоя пробы AV-6 как следует ($\%$): SiO_2 75,41; TiO_2 0,33; Al_2O_3 12,36; Fe_2O_3 1,77; MgO 0,42; MnO 0,01; CaO 0,57; Na_2O 1,23; K_2O 6,39; P_2O_5 0,90. Риолиты с высоким содержанием калия содержат (в средних $\%$): SiO_2 66,82; TiO_2 0,50; Al_2O_3 15,76; Fe_2O_3 3,33; MgO 0,55; MnO 0,03; CaO 0,78; Na_2O 0,70; K_2O 9,27; P_2O_5 0,1.

Пробы AV-6, AV-1, AV-2 происходят из риолитов, которые включаем по порядку напластования в верхнюю часть последовательности нижнего палеозоя, т. е. над свиту черных филлитов с лидитами и карбонатами, о которой имеется больше всего палинологических данных о верхнесилурском — нижнедевонском возрасте. Следовательно, на основе палинологических данных из черных сланцев можно сделать вывод, что выше лежащие свиты, в том числе и риолиты, могут быть верхнесилурского — нижнекарбонского возраста. Радиометрические (U-Pb) возрасты цирконов из риолитов (AV-1, AV-2, AV-6) в основном не противоречат этому предположению.

И хотя кажется, что напластование свит нижнего палеозоя уже достаточно исследовано, его стратиграфический диапазон все еще очень проблематичен. Поэтому все данные, которые помогут решить эту проблему, желательны.

Цирконы из анализируемых проб

Циркон из пробы Z-3 наблюдается в хорошо ограненных кристаллах розового цвета, прозрачных с сильным алмазным блеском. Тип кристаллов гиаинтовый, грань призмы второго рода $\{100\}$ резко преобладает. Головки кристаллов простые $\{111\}$ или сложноограненные копьевидные $\{311\}$ и $\{111\}$. Преобладает столбчатый облик кристаллов с удлинением 2,0—2,5, в подчиненном количестве встречаются изометричные зерна с $K_y = 1,0$. Зерна циркона мелкие от $0,03 \times 0,02$ до $0,10 \times 0,05$ мм.

В иммерсионных препаратах циркон характеризуется четкими кристаллографическими очертаниями, чистый прозрачный с высоким двупреломлением. Редкие включения имеют округлую или продолговатую форму и прозрачны, наблюдаются также точечные и пластинчатые выделе-

ния. Отдельные кристаллы имеют темные слабо прозрачные сердцевинки за счет скопления темных включений.

При подготовке к изотопному анализу циркон был разделен на пять следующих фракций: общая, неэлектромагнитная и три электромагнитных (I, II и III).

По морфологическим особенностям циркон из пробы AV-6 разделяется на две группы кристаллов — столбчатые гиацитного типа (80—85 %) и изометричные сложноограниченные (15—20 %). Первые характеризуются удлинением 2,0—3,0, вторые — 1,0—1,3. Размеры кристаллов по оси Z_4 лежат в пределах 0,20—0,05 мм. По окраске и прозрачности также выделяются две группы зерен — прозрачные, розовато-сиреневые с сильным стекляннным блеском (50 %) и непрозрачные, желто-бурые, тусклые (50 %).

При изучении циркона в иммерсионных препаратах отчетливо видно, что замутненность и слабая прозрачность зерен связана с обилием включений и метамиктно-разрушенными сердцевинами кристаллов. В отличие от прозрачных зерен циркона с высоким двупреломлением цвета интерференции слабо прозрачных сердцевин понижены.

Циркон пробы по крупности зерен и электромагнитным свойствам разделен на пять фракций: неэлектромагнитную (—0,063 мм), первую электромагнитную (+0,063 и —0,063 мм) и вторую электромагнитную (+0,063 и —0,063 мм).

Для изотопно-геохронологических исследований цирконы были разделены на различные фракции, отличающиеся по магнитным свойствам и крупности. Эти характеристики фракций приведены в соответствующих таблицах 1 и 2. В этих же таблицах даны результаты определений изотопного состава свинца и содержаний урана и свинца в отдельных фракциях проб цирконов. Все количественные определения содержаний урана и свинца производились масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления на масс-спектрометрах МИ-1320 и МИ-1201Т. Прогрешность (2σ) определения содержаний урана и свинца не превышает $\pm 1\%$. Изотопный состав свинца измерялся на масс-спектрометре МИ-1320, ошибка определений составляет $\pm 0,1\%$.

В этих же таблицах приведены рассчитанные значения величин изотопных отношений, используемые при графических построениях в системе координат Везерилла (1956) (рис. 1 и 2), и соответствующие им цифры изотопного возраста. Учитывая, что исследовавшиеся фракции цирконов (особенно циркона из пробы метапорфириода) характеризуются достаточно низкими содержаниями обыкновенного свинца, можно полагать, что ошибка, вносимая при расчете изотопных отношений за счет введения поправки на содержание обыкновенного свинца, является незначительной. Поэтому для рассчитанных изотопных отношений суммарная ошибка принята равной $\pm 2\%$.

Точки на рис. 2, отвечающие свинец-урановым изотопным отношениям различных фракций циркона из метариолита, образуют определенную направленность, для которой несмотря на сравнительно небольшие расстояния между точками можно построить линейную зависимость и рассчитать ее уравнение. Полученная таким образом дискордия пересекает конкордию в двух точках и отвечает уравнению

$$y = (0,0587 \pm 0,0034)x + (0,0359 \pm 0,0021).$$

Верхняя и нижняя точки пересечения дискордии с конкордией дают соответственно цифры возраста 1795 ± 105 и 403 ± 5 млн. лет.

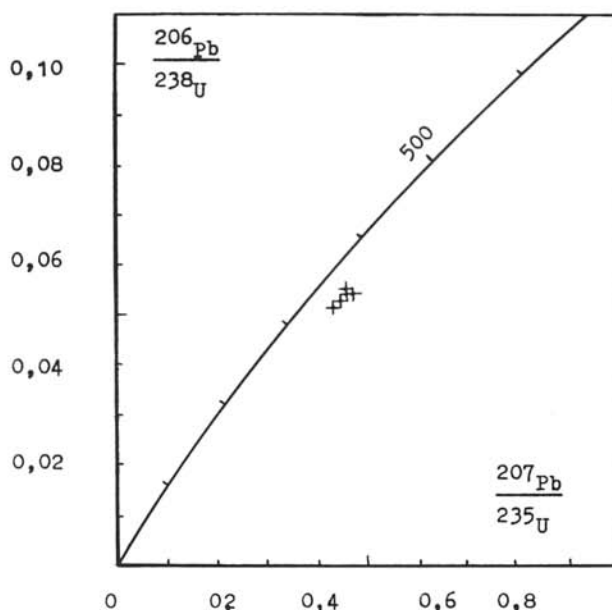


Рис. 1. Уран-свинцовая диаграмма с конкордией для цирконов из гранитоида Малых Карпат.

Полученные результаты могут интерпретироваться следующим образом. Точка нижнего пересечения дискордии с конкордией соответствует времени проявления процессов вулканизма, с которыми связывается образование цирконов. Об этом же говорят и почти конкордантные значения изотопного возраста, полученные по различным изотопным отношениям для одной из фракций циркона. Вместе с тем наблюдаемая дискордантность значений изотопного возраста по различным отношениям и расположение точек на графике (рис. 2) указывают на присутствие в изучавшемся цирконе (правда, в крайне незначительных количествах) какого-то древнего радиогенного свинца протерозойского возраста. К сожалению, формы его нахождения в цирконе пока не установлены. Не исключено, однако, что исследовавшийся циркон мог содержать в виде микровключений недопереплавленные кристаллы древнего циркона, попавшие в магматический расплав при его контактировании с породами древнего фундамента, на возраст которых указывает цифра, даваемая верхним пересечением дискордии с конкордией. Подобная же

картина наблюдается и при датировании цирконов из метавулканитов других складчатых областей.

Что касается результатов изотопного датирования, полученных для циркона из гранодиорита (табл. 1, рис. 1), то вследствие близкого расположения на графике точек соответствующих изотопных отношений проинтерполировать для них подобную графическую и математическую обработку не представляется возможным. Можно лишь с достаточной определенностью утверждать, что циркон из этой породы также несет следы загрязнения, хотя и в значительно меньшей степени, древним радиогенным свинцом, и возраст этой породы не может превышать 310—320 млн. лет.

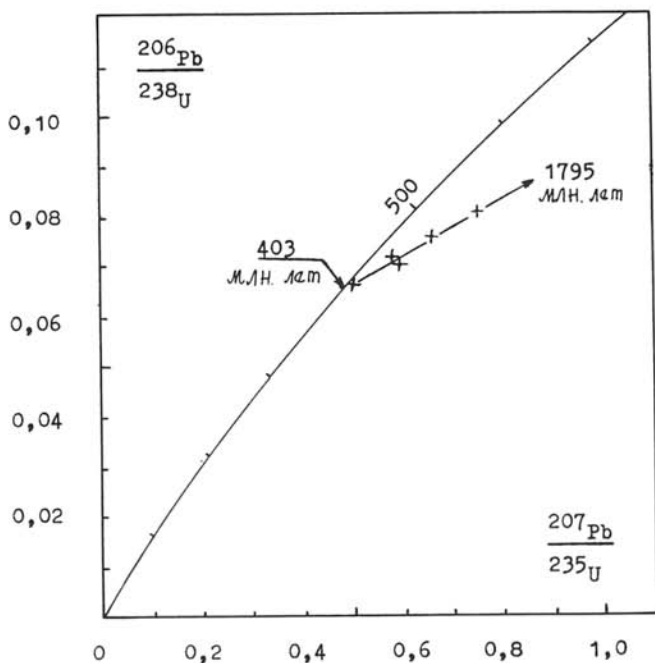


Рис. 2. Уран-свинцовая диаграмма с конкордией для цирконов из метаэффузива нижнего палеозоя гемерика.

ЛИТЕРАТУРА

- БАГДАСАРЯН, Г. П. — ГУКАСЯН, Р. Х. — ЦАМБЕЛ, Б. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, Й., 1983: Результаты Rb-Sr определений возраста метаморфических пород кристаллического комплекса Малых Карпат. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 34, 4, с. 387—397.
- БОЙКО, А. — КАМЕНИЦКИ, Л. — СЕМЕНЕНКО, Н. П. — ЦАМБЕЛ, Б. — ЩЕРБАК, Н., 1974: Часть результатов определения абсолютного возраста горных пород кристаллического массива Западных Карпат и современное состояние знаний. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 25, 1, с. 25—38.

- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — ЦАМБЕЛ, Б. — МИКЛОШ, Я. — ЯНАК, М., 1984: Метаморфизм кристалликума Малых Карпат: этапы, зональность, связь с гранитоидами. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 35, 4, с. 437—462.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — ЦАМБЕЛ, Б. — БОРОНИХИН, В. А. — ПУТИШ, М. — МИКЛОШ, Я., 1985: Фазовые равновесия и геотермометрия метапелитовых роговиков вокруг Модранского гранитного массива (Малые Карпаты). *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 36, 1, с. 51—74.
- ЦАМБЕЛ, Б. — ЩЕРБАК, Н. П. — КАМЕНИЦКИ, Л. — БАРТНИЦКИЙ, Е. Н. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, И., 1977: Некоторые сведения по геохронологии кристалликума Западных Карпат на основе данных U-Th-Pb метода. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 36, 6, с. 683—700.
- ЦАМБЕЛ, Б. — КОРИКОВСКИЙ, С. П. — КРАСИВСКАЯ, И. С. — АРАКЕЛЯНЦ, М. М., 1986: Определение возраста ретроградного метаморфизма в Западных Карпатах K-Ar методом по мусковитам. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 37, 3, с. 375—385.
- ЩЕРБАК, Н. П. — БАРТНИЦКИЙ, Е. Н. — ЕЛИСЕЕВА, Г. Д. — ЦАМБЕЛ, Б. — КАМЕНИЦКИ, Л. — ГРЕЦУЛА, П., 1979: Результаты изотопно-геохимических и минералогических исследований кристаллических пород Карпатского региона, выполненных в ИГФМ АН УССР в 1973—1975 гг. В: *Symposium o petrogenéze a geochemii geologických procesov*. Veda, изд. САН, Bratislava, с. 51—56.
- BAGDASARJAN, G. P. — GUKASJAN, R. CH. — CAMBEL, B. — VESELSKÝ, J., 1982: The age of Malé Karpaty Mts. granitoid rocks determined by Rb-Sr isochrone method. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 33, 2, с. 131—140.
- CAMBEL, B., 1958: Príspevok ku geológii peziňsko-perneckého kryštalinika. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.* (Bratislava), 1, с. 137—163.
- CAMBEL, B. — PLANDEROVÁ, E., 1985: Biostratigraphic evaluation of metasediments in the Malé Karpaty Mts. region. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 36, 6, с. 683—700.
- CAMBEL, B. — VILINOVIČ, V., 1987: *Geochemia a petrológia granitoidných hornín Malých Karpát*. Veda, Bratislava, 248 с.
- FARYAD, S. W. — GRECULA, P., 1984: Petrografia vulkanitov staršieho paleozoika gemerika v pruhu Mníšek n. Hn. — *Stós. Miner. slov.* (Spišská n. Ves), 4, с. 329—351.
- GRECULA, P., 1982: *Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy*. Alfa, Bratislava, 263 с.
- KOZUR, H. — МОСК, R. — MOSTLER, H., 1976: Stratigraphische neueneinstufung der Karbonat gesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). *Geol. Paläont. Mitt.* (Innsbruck), 6, с. 1—29.
- PLANDEROVÁ, E. — SNOPOKOVÁ, P., 1979: Palynological data on weakly metamorphosed rocks of the Veporides and of the Gelnica Group in Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Paper at the inter. meeting of IGCP Project No. 22, Prague.
- SNOPOKOVÁ, P. — SNOPOKO, L., 1979: Biostratigrafia gelnickej série v spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologických výsledkov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.* (Bratislava), 5, с. 57—102.
- WETHERILL, G. S., 1956: An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta* (Oxford), 9, с. 290—292.

Рукопись получена 6 января 1988 г.