

ОТО МИКО*

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ
ТОЛЩА ЯНОВОГО ГРУНЯ В ВЕПОРИДНОМ КРИСТАЛЛИНИКЕ
НИЗКИХ ТАТР

(Рис. 1)



Резюме: Комплексным исследованием части низкотатранского кристаллиника, раньше обозначенного названием краковская зона вепорид были получены новые сведения о строении территории, составе и возрасте пород, вулканизме, метаморфизме и т. д. Часть пород, в прошлом считавшаяся альпийскими диафоритами по породам докембрия, принадлежит в действительности среднепалеозойской вулканогенно-осадочной толще Янового груня (возраст установлен палинологическим анализом). Доказательством варисского метаморфизма низкой степени являются: сохранность органических остатков и первичных структур и текстур пород, минеральные ассоциации метаморфических образований вместе с результатами, установленными использованием графитового геотермометра. В статье указано также на связь вулканической деятельности и оруденения.

Abstract: More new knowledge about territorial structure, composition and age of rocks, volcanism, metamorphose and, other were obtained by the complex research of a part of the Nízke Tatry Mts., called as the Kraklova zone of Veporides before. A part of rocks, considered as the Alpine diaphorites after the Pre-Cambrian rocks in past but belongs to the Middle Paleozoic volcanic — sedimentation member of the Janov grúň (the age was demonstrated by palynological analysis). As a proof of low degree of the Variscan metamorphose can be considered: preservation of organic rests as also primary structures and textures of rocks, mineral associations of metamorphites and also results, obtained by the help of graphite geotermometer. Also the relation of volcanic activity and ore-mineralization is showed.

Введение

Исследованная область находится на южных склонах Низких Татр, севернее населённых пунктов Бацух и Полонка. С запада она ограничена Ленюшской, из востока Ждиарской долинами. Центральный низкотатранский хребет, окружающий приведенную область из севера, достигает высоты около 1500 метров (г. Кончисте — 1473,3; г. Брбовица — 1417,0; г. Задна Голя — 1659,2 м). Могучая Бацушская долина, пересекающая в направлении С — Ю территорию окаймлена с запада отрогом Врхбаньского груня (1434,4 м); восточнее ней находится выразительный боковой хребет Н. Татр, представленный Бабиной (1515,3 м). Таким образом Бацушская долина является чрезвычайно удобным профилем для исследования различных единиц вепоридного кристаллиника на контакте вепориды — татриды.

Давно уже известно, что вепоридный кристаллиникум разделён на чешуи (пояса или зоны) разного порядка, отделенных тектоническими плоскостями.

* Дипл. геолог О. Мико, кандидат геолого-минералогических наук, Геологический институт Д. Штура, Млинская долина 1, 809 40 Братислава.

Краковская зона вепорид надвинута вверх чертовичской тектонической плоскостью на татридную дюмбиерскую зону (подтверждено также К. Сиглом — K. Siegl, 1978); с ЮЗ на краковский пояс надвинут кравоогольский (или в понимании А. Клинеца — A. Klínes, 1966 — кравоогольский комплекс залегает на комплексе гронском). На приведенной территории выходят на поверхность породы, раньше относящиеся к татранской (M. Máška — V. Zoubek in: T. Buday et al., 1961) или ярабской серии (J. Kamenický in: M. Mahel et al., 1967). Возраст пород краковского кристаллика вепорид считался докембрийским; региональный метаморфизм этих образований связывался также с докембрийскими, ассинскими и байкальскими фазами складчатости. Гранитоидные породы, находящиеся в краковской зоне вепорид были по устаревшей уже концепции В. Зоубека обозначены пермскими (V. Zoubek 1960; также V. Zoubek in: M. Mahel et al., 1964 — Геологическая карта ЧССР 1:200 000 — участок Банска Быстрица). По М. Машке — В. Зоубеку (l. c.) они представляют гипабиссальные интрузии микрогранитов, генетически связанных с окончанием варисского цикла в саальской фазе; Я. Каменички (l. c.) отнес их к судетской фазе.

В результате подготовки новой геологической карты области (участок Поломка 1:25 000 — A. Klínes et al., 1973) установлено много новых сведений о строении области. Все метаморфические образования включил А. Клинец (l. c.) в „гронский комплекс“ вепорид. Напротив тому Э. Крист (E. Krist, 1980) показал на факт, что здесь находится несколько комплексов; в том числе выделил самостоятельный вулканокластический комплекс, обозначенный наименованием „бацушко-завадский“. Получены были также новые данные о возрасте пород (A. Klínes — E. Plandetrová — O. Miko, 1975; E. Plandetrová — O. Miko, 1977), условиях метаморфизма (D. M. Šengelia — O. Miko — V. Bezák, 1978), продуктах вулканизма (O. Miko, 1980, 1981) и т. д. На основе приведенного была нами выделена (1980) самостоятельная *среднепалеозойская вулканогенно осадочная толща Янового грунта*. Паименование толщи по боковому хребту располагающемуся между Кршковой и Бацушской долинами, где развиты для толщи типичные метаосадки также как и метаморфизованные вулканогенные породы. Возраст толщи установлен с помощью палинологических методов.

Геологическое строение и тектоника области

В области между Ленюшской и Ждиарской долинами находятся следующие образования:

- гнейсы, мигматиты и амфиболиты докембрийского (?) или древнепалеозойского (?) возраста, относящиеся к татридному кристаллику;
- метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы, принадлежащие вепоридной среднепалеозойской вулканогенно-осадочной толще Янового грунта;
- тела гранитоидных пород;
- породы „бацушского мезозоя“;
- четвертичные осадки.

Строение территории, отраженное в новой геолого-тектонической схеме

(Рис. 1), является сложным блоково-чешуйчатым. Наибольшим развитием в пределах области пользуются породы толщи Янового грунта. Малые тела интенсивно дислокационно измененных гранитоидов плитообразной формы. Породы, принадлежащие к высшей степени метаморфизованного татридного комплекса кристаллического распределены в северной части территории. У них падение ЮВ направления — под чешуи вепоридных толщ и таким образом являются их тектоническим лежащим боком.

К характеристическим элементам структурного строения области принадлежат также складчатые формы. В большинстве случаев древние варисские складки разрушены с образованием надвигов, которые далее развиваются в плоскости шарьяжей (А. Klinec et al., 1973). Тектоническая транспортировка альпийского возраста является многофазовой и осуществлялась в направлении с юга (ЮВ) к северу (СЗ). При этом произошло тектоническое сближение комплексов разного возраста, литологического состава и метаморфизма.

Общее простирание комплексов в исследованной области ЗЮЗ — ВСВ до ЮЗ — СВ; с преобладающими наклонами к ЮВ или югу. Вследствие этого породы толщи Янового грунта переходят в области г. Врбовица (1417,0 м.) также на северную сторону Низких Татр. Здесь продукты кислого вулканизма, типичные для указанной толщи были найдены в конце долин Малужинская и Годруша. Восточнее, в области Задной Широкой (севернее Задной голи — 1659,2 м.) вулканогенно-осадочная толща уходит под чешую амфиболитов (в прошлом упомянутое уже В. Зубеком — V. Zoubek, 1953). Тектоническое выклинивание вулканогенных членов толщи Янового грунта нами обнаружено также на восточных склонах долины Правая Разтока. В своем западном конце толща исчезает в зоне разлома, проявляющейся депрессией между горами Ленива (1434,6 м.) и Качка (1541,6 м.). Остаток толщи с типичным вулканическим материалом обнаружен А. Клинецом (А. Klinec et al., 1976) ещё западнее, недалеко села Мыто п. Дюмбьером, между долинами Гудак и Зубра (область г. 729,3 м.).

Контакт толщи Янового грунта с севернее залегающими татридными гнейсами и мигматитами тектонический. Также граница между метаморфизованной вулканогенно-осадочной толщей и гранитоидными телами выразительная, впечатлительно проявлена морфологически, источниками вод и непосредственно наблюдается в целом ряде обнажений милонитов, напр. в области Спаристой долины.

Гранитоидные породы выходят на поверхность главным образом западнее нами исследованной области, западнее Ленюшской долины; в восточном направлении они более фрагментарны и дислоцированы. В блоке, залегающем у слияния Бацущской и Кршковой долины мощность тела гранитоидов около 250 м. Расслаивание гранитоидов постоянного направления ЮВ $160-190^\circ$, с углами падения $35-70^\circ$. Геохронологическим анализом (Ar/K метод) была для пород из Спаристой долины получена величина 97—104 млн. лет (Г. П. Багдасарян и др., 1977). Имея в виду высокую степень тектоно-деформационного разрушения гранитоидов, приведенные определения являются только подтверждением альпийского возраста дислокационного метаморфизма. Возраст цирконов из гранитоидов Ленюшской долины на основе отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — 370 млн. лет. (Б. Цамбел и др., 1977). Приведенный факт вместе с некоторыми другими данными

(напр. низкое содержание U и Th) могли бы быть признаком принадлежности малых тел гранитоидов, находящихся в исследованной области к габбро-плагиогранитовой раннеорогенной магматической формации (O. Miko — V. Kátlovský — J. Cubínek, in press). Тем более, что породы вышеприведенной формации обыкновенно пространственно тесно ассоциируются с породами спилит-кератофировой формации — которую в нашем случае представляют вулканогенные породы толщи Янового груня. Тела интенсивно дислокационно измененных гранитоидных пород нами (l. c.) обозначены названием „гранитоиды типа Спаристой долины“.

Для толщи Янового груня типичными являются тела метавулканитов. Продукты вулканизма слагают слои, залегающие согласно с вмещающими осадками, в которые местами и переходят. Они образуют 3—4 горизонта с максимальной мощностью одного не более 20—25 м. Крайне характерны эти образования развиты в южной части хребта Янового груня (склоны Кршковой долины, южнее отн. высоты 1069,1) и восточнее через обл. Гуток в Соколовую долину. Вулканические образования хорошо обнажены также между долинами Правая и Левая Разтока, в обл. восточнее Бабиной (1515,3 м). В южном направлении число тел палеовулканитов уменьшается (т. наз. „пояс метаморфитов монотонного состава“ — A. Klíneš et al., 1973).

Как уже было указано, молодая разломная тектоника (СЗ—ЮВ до С—Ю направления) еще более усложнила строение складчатого и чешуйчатого пояса вепоридного кристаллиника, разделив его на отдельные блоки. Поперечные зоны разломов регионального значения. Они проявляются депрессиями и перевалами на центральном хребте Низких Татр и разделяют литологически неоднородные и разновозрастные единицы. В мозаике блоков можно выделить тела более или менее мобильные. Самой приподнятой является восточная часть территории. На некоторых блоках остались ещё сохранившиеся от эрозии породы так называемого „баушского мезозоя“. Однако они несут тоже явные признаки интенсивного альпийского дислокационного метаморфизма.

Стратиграфия вулканогенно-осадочной толщи Янового груня

Первые находки сравнительно сохранившихся остатков микрофоссилии и спороморф в породах толщи Янового груня отмечают А. Клинец — Э. Пландерова — О. Мико (A. Klíneš — E. Pländerová — O. Miko, 1975) и Э. Пландерова — О. Мико (E. Pländerová

Рис. 1. Геолого-тектоническая схема строения восточной части Низких Татр, области между Ленювской и Ждиарской долинами. 1—2. четвертичные осадки: 1 — аллювий; 2 — конусы выноса; 3 — „баушский мезозой“; 4—8. вепоридный кристаллиник: 4 — гранитоиды „типа Спаристой долины“; 5—8. среднепалеозойская вулканогенно-осадочная толща Янового груня: 5 — метаосадки; 6 — метаморфизованные эффузивные продукты кислого вулканизма; 7 — метаморфизованные кислые вулканокластические и вулканосадочные породы; 8 — метаморфизованные продукты основного вулканизма — зеленые сланцы; 9—10. татридный кристаллиник: 9 — гнейсы и мигматиты; 10 — амфиболиты; 11 — геологические границы; 12 — тектонические плоскости шарьяжей; 13 — тектонические границы чешуи; 14 — разломы определенные и предполагаемые, перекрытые более молодыми образованиями; 15 — направление и угол падения слоистости и сланцеватости; 16 — рассланцевание гранитоидов; 17 — оси складок; 18 — древние горные выработки и тип оруденения.

— О. Мико, 1977). В исследованной области для палинологического анализа отобрано 21 проб, из которых 6 являлось положительными. Хорошо определяемые органические остатки найдены включенными в сингенетических слоях плотных кварц-турмалиновых пород. Высокая коррозия континентальных палиноморф свидетельствует об их длительной транспортировке.

Палиноморфы подразделены на две группы по их размеры: а) 10 — 40 μm , б) 40 — 120 μm . В первую группу попали только палиноморфы из Гуток; в остальных пробах формы крупных размеров. В породах толщи Янового грунта были обнаружены типичные для девона роды *Hymenozonotriletes* и *Archeozonotriletes*; из плаунов род *Dictyotriletes* и также спороморфы примитивных голосеменных растений родов *Archeoperisaccus* и *Perisaccus*. В изобилии присутствуют зональные псевдосаккатные спороморфы, характерные для верхнего девона и нижнего карбона. Кроме того обнаружены были и некоторые формы родов *Aurospora*, *Archeozonotriletes*, *Verrucosisporites*, *Lophozonotriletes*, *Grandispora*, *Reticulatisporites*, спорадические *Endosporites* и другие. Самые древние органические остатки найдены в породах из области Гуток — верхнесилурийского и нижнедевонского возраста; породы из долин Дюрчикова, Кршкова и Соколова — девонские. На южных склонах Янового грунта встречены породы, в которых присутствуют верхнедевонские и нижнекарбоновые палиноморфы.

Петрография и метаморфизм пород толщи Янового грунта

Среднепалеозойская вулканогенно-осадочная толща состоит из метаморфизованных осадков и вулканогенных пород кислого и также основного состава. Метаосадки представлены разнотипными сланцами и филлитами. В меньшем количестве присутствуют метаграувакки, ещё более редкими являются кварциты и метаконгломераты. В сланцах и метаграувакках часто сохраняются первичные бластопсаммитовые структуры с мало окатанными, нерассортированными кластическими зёрнами. Местами сохраняется и первичная слоистость. Среди филлитов преобладают хлорито-серицито-альбитовые разновидности. Очень типичными для метаосадков исследованной области являются пойкилопорфиобласты альбита и присутствие турмалина. В смешанных вулкано-осадочных породах в изобилии находятся обломки зёрен вулканического происхождения.

Среди палеовулканических пород толщи Янового грунта преобладают продукты кислого вулканизма. По своему химическому составу они отвечают дацитам, вплоть до липарито-дацитов. Кроме того единично обнаружены породы кератофирового и дацито-андезитового состава. В области Кршковой долины, на Яновом грунте, далее на склонах восточнее Гуток и также севернее горы Врбовица (1417,0 м) нами найдены тела метаморфизованных эффузивных пород — палеодацитов с хорошо сохранившимися реликтовыми бластопорфировыми структурами. В толще Янового грунта преобладают метаморфизованные вулкано-кластические и вулкано-осадочные породы — первично туфы и туффиты (свыше 80 %). В последних обнаружены бласто-кристаллокластические и бласто-литокластические структуры.

Продукты основного вулканизма находятся, главным образом, в нижней части толщи Янового грунта (обл. Янчиковой долины; восточные склоны

Бабиной и обл. между Правой илевой Разтоками). Они превращены в зеленые сланцы с преобладающим хлоритом и альбитом; в меньшем количестве присутствуют в них минералы эпидот — цоизитовой группы, карбонаты и рудные минералы. Местами повышенное содержание кварца в породах представляет собой, по-видимому, первичную осадочную примесь. И в породах приведенного типа часто сохранились первичные текстуры и структуры. Продукты основного вулканизма по своему химическому составу отвечают базальтам.

На основе выполненного исследования высказано нами предположение о том, что кислые и основные продукты вулканизма, присутствующие в толще Янового грунта представляли собой субаквальные, эффузивные и эруптивные породы, возникшие в период девонского вулканизма. Состав первичной магмы был щелочно-известковый, тип коры промежуточный (островная дуга?). Палеовулканические породы толщи принадлежат спилит-диабаз-кератофировой контрастной формации (O. Miko, 1980, 1981; Š. Bajanić — D. Novorka — O. Miko — J. Vozár, 1981).

Сравнением с палеовулканическими породами других палеозойских областей Западных Карпат было установлено, что палеовулканические породы Янового грунта по своему составу близкие, главным образом продуктам вулканизма любетовской зоны вепорид а также гелльницкой и раковецкой сериям Спешско-гемерских рудных гор.

Вулканические и осадочные породы толщи Янового грунта были прогрессивно изменены в варисское время (бретонская фаза складчатости). О низкой степени метаморфизма свидетельствуют упомянутые уже хорошо сохранившиеся первичные структуры и текстуры пород вместе с сохранившимися органическими остатками. В породах толщи не были найдены реликты минеральных ассоциаций, типичных для высших фаций метаморфизма, нередкие в диафоритах. Кроме того например повышенное содержание бора в метаосадках и метавулканитах также является одним из косвенных доказательств низкотемпературного характера метаморфизма, который изначально претерпели породы.

Температура регионального метаморфизма пород толщи была определена с помощью метода графитового геотермометра (D. M. Šengelia — O. Miko — V. Bezák, 1978). Графит в исследованных породах лишь частично перекристаллизован и имеет мало упорядоченную структуру, что является типичным для метаморфизма низкой степени. Установленная температура кристаллизации графита 400—425 °C. По типичным минеральным ассоциациям метаморфических пород толщи доказана принадлежность кварц-альбит-мусковит-хлоритовой, вплоть до кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации фации зеленых сланцев.

Кроме прогрессивного регионального изменения (типа Барроу) породы толщи Янового грунта подверглись также интенсивному альпийскому динамометаморфизму, проявленному в катаклазе, дроблении, иногда с перекристаллизацией и образованием новых минеральных фаз. В более пластичных толщах метаосадков и вулcano-осадочных пород деформация проявилась относительно слабо. Плотные продукты кислого вулканизма вследствие дислокационного метаморфизма были изменены местами в порфириты и серицитовые сланцы.

Взаимосвязь вулканизма с боровой минерализацией и оруденением

Установлением среднепалеозойского вулканизма показала возможность использовать данные тоже для новой интерпретации происхождения рудопроявлении в исследованной области. Издавна известное Fe — (магнетит) и Cu — Pb — Zn оруденение также как и баритовую минерализацию, по-видимому, нужно связывать с вулканической деятельностью (O. Miko — D. Novorka, 1978).

В толще Янового грунта, вместе с продуктами кислого вулканизма часто ассоциируют черные, субмикроскопически зернистые, кварц-турмалиновые породы. Они образуют тонкие тела (от нескольких см до 40—50 см, редко 1,5 м), согласно залегающие вместе с породами вулканогенно-осадочной толщи. Кроме массивных, почти мономинеральных разновидностей, найдены породы с брекчиевыми и шлировыми текстурами. Наряду с турмалином, в большинстве образцов преобладающим, присутствует в породах кварц; остальные минералы имеют подчиненное значение. Было установлено, что турмалин является членом дравито-шерловой группы (Mg — шерл, вплоть до Fe — дравита, с примесью увита). Содержание B_2O_3 колеблется от 1,53 до 6,23 вес. %, в зависимости от текстуры пород. В метаморфических породах встречаются 2 генерации турмалинов: 1. образовавшиеся из первичного, насыщенного бором вещества вулканогенного происхождения; 2. образование которых связано с местной мобилизацией бора во время альпийских динамометаморфических процессов.

В вулканогенно-осадочных породах и в метаосадках толщи Янового грунта отмечаются самые высокие содержания бора; напротив тому в зеленых сланцах содержание бора низкое. В гранитоидах, находящихся в исследованной области были определены самые низкие содержания бора. Последнее обстоятельство нужно признать доказательством того, что образование кварц-турмалиновых пород нельзя связывать с формированием гранитоидов. Первичным источником бора нужно считать среднепалеозойский вулканический процесс.

Анализ литературы свидетельствует о том, что большинство мировых месторождений бора находится в вулканогенно-осадочных комплексах и является вулканогенно-осадочного или эксгалационно-осадочного происхождения. Повышенное содержание бора всегда отмечается в кислых вулканических породах (в вулканическом стекле, плагиоклазах). Кроме того бор выносится из глубин газами и гидротермальными растворами и непосредственно во время вулканической и поствулканической деятельности. В дальнейшем бор освобождается из пород в течении их разрушения. Бор участвует и в осадконакоплении, где связывается, главным образом, с глинистыми минералами и органической примесью. В процессе метаморфизма бор является высоко подвижным элементом. Известно, что в интенсивно измененных породах а также в диафоритах первичные богатые бором минералы отсутствуют. Таким образом высокие содержания бора в породах толщи Янового грунта является тоже доказательством, что эти образования не могут относиться к диафоритам по породам высокотемпературных метаморфических фаций.

Заклучение

Результатом в вепоридной части низкотатранского кристаллика Западных Карпат проведенного исследования является установление основных черт геологического строения и этапов геологической истории развития района. Получены были доказательства среднепалеозойского возраста вулканогенно-осадочной толщи Янового груня и одновременно данные о варисском прогрессивном метаморфизме низкой степени. Опровергнуты тем гипотезы о докембрийском происхождении, метаморфизме высокой степени и альпийском диафторезисе кристаллических пород. В течении исследования было также установлено, что часть пород, которые раньше считались пермскими в действительности принадлежит продуктам среднепалеозойского вулканизма и другая часть относится к самостоятельным телам гранитоидных пород. С вулканической деятельностью генетически связано $Fe - Cu - Pb - Zn$ оруденение и боровая минерализация.

Благодарность

Автор глубоко благодарен доктору геол.-мин. наук, профессору Ленинградского государственного университета Н. Ф. Шинкареву (Ленинград) за любезную помощь во время подготовки научной работы. Признательность выражается также канд. геол.-мин. наук, д-ру А. Клинецу (ГИДШ—Братислава) за ценные советы.

Перевод: К. Вайгелтова

ЛИТЕРАТУРА

- БАГДАСАРЯН, Т. П. — ЦАМБЕЛ, Б. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, Й. — ГУКАСЯН, Р. Х., 1977: Калий-агроновые определения возраста пород кристаллических комплексов Западных Карпат и предварительная интерпретация результатов. *Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava)*, 28, 2, с. 219—242.
- ЦАМБЕЛ, Б. — ЩЕРБАК, Н. П. — КАМЕНИЦКИ, Л. — БАРТНИЦКИЙ, Е. Н. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, Й., 1977: Некоторые сведения по геохронологии кристалликума Западных Карпат на основе данных $U - Th - Pb$ метода. *Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava)*, 28, 2, с. 243—259.
- МИКО, О., 1980: Метаморфические и магматические комплексы восточной части Низких Татр (Западные Карпаты, ЧССР). Кандид. диссерт. работа, Геол. фак. ЛГУ, Ленинград.
- ЗОУБЕК, В., 1950: Основные черты геологического развития Центральных Карпат в домезозойский период. *Мат. КБА, Изд. АН УССР (Киев)*, 1, с. 31—39.
- BAJANIK, Š. — NOVORKA, D. — MIKO, O. — VOZÁR, J., 1981: Paleovulkanity Západných Karpát. Paleovulkanizmus Západných Karpát. *GÚDŠ, Bratislava*, p. 27—40.
- KAMENICKÝ, J. in MAHEL, F. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II — Západní Karpaty, sv. 1. Vyd. ÚÚG v Akademii, naklad. ČSAV, Praha, 486 p.
- KLÍNEC, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Zborník geol. vied, Rad ZK, (Bratislava)*, 6, p. 7 — 28.
- KLÍNEC, A. et al., 1973: Geologický výskum veporidného kryštalinika (list Polomka 1 : 25 000). Manuscript, Archiv GÚDŠ, Bratislava.
- KLÍNEC, A. — PLANDEROVÁ, E. — MIKO, O., 1975: Staropaleozoický vek hrónského komplexu veporid. *Geol. Práce, Spr., (Bratislava)*, 63, p. 95—104.
- KLÍNEC, A. et al., 1976: Geologický výskum veporidného kryštalinika (list Mýto p. Dumbierom 1 : 25 000). Manuscript, Archiv GÚDŠ, Bratislava.
- KRIST, E., 1980: Diafтореза v západnej časti veporidného kryštalinika. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geologica, (Bratislava)*, 34, p. 5—30.
- MÁŠKA, M. — ZOUBEK, V. in BUDAY, T. et al., 1961: Tektonický vývoj Československa. Vyd. ÚÚG v naklad. ČSAV, Praha, 249 p.

- MIKO, O., 1981: Staropaleozoický vulkanizmus veporidnej časti Nízkych Tatier. Paleovulkanizmus Západných Karpát. Geol. ústav D. Štúra. Bratislava, p. 41—48.
- MIKO, O. — HOVORKA, D., 1978: Kremito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika Nízkych Tatier. Západné Karpaty, Sér. mineralógia, petrografia, geochémia, metalogenéza, [Bratislava], 5, p. 7 — 28.
- MIKO, O. — KÁTLOVSKÝ, V. — CUBÍNEK, J. in press: Zmeny minerálneho a chemického zloženia niektorých veporidných granitoidných hornín pri alpínskej dislokačnej metamorfóze. Najnovšie poznatky o metamorfných procesoch v kryštalinikoch, paleozoiku... Geol. ústav D. Štúra, Bratislava
- PLANDEROVÁ, E. — MIKO, O., 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporíd na základe peľovej analýzy. Mineralia slovaca, [Bratislava], 9, 4, p. 275—292.
- SIEGL, K., 1978: Faults in the contact area of the Dumbier and Kraklová crystalline complexes (West Carpathians). Geol. Zborn. — Geol. carpath., [Bratislava], 29, 1, p. 147—160.
- ŠENGELIA, D. M. — MIKO, O. — BEZÁK, V., 1978: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín hronského komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového geotermometra. Mineralia slovaca, [Bratislava], 10, 4, p. 321—328.
- ZOUBEK, V., 1953: Zpráva o geologickém výzkumu oblasti Hodruša v N. Tatrách r. 1953. Manuskript, Archiv GÜDS, Bratislava.
- ZOUBEK, V. in MAHEL, M. et al., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape CSSR 1 : 200 000, Banská Bystrica. Vyd. ÚÚG, red. Bratislava. 270 p.

Рецензия Э. КРИСТА

Рукопись получена 12 марта 1981