

СЕРГЕЙ ПЕТРОВИЧ КОРИКОВСКИЙ* — ЛАДИСЛАВ КАМЕНИЦКИЙ**
ЮРАЙ МАЦЕК** — ВЛАДИМИР АЛЕКСАНДРОВИЧ БОРОНИХИН*

РТ-УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ МАЛОЙ ФАТРЫ (В РАЗРЕЗЕ МЛЫНСКОГО РУЧЬЯ И ЕГО ОКРЕСТНОСТЕЙ)

(Рис. 8, Табл. 5)



Резюме: РТ-условия метаморфизма кристаллических сланцев Малой Фатры (в разрезе Млынського ручья) были ориентировочно изучены Перчуком и др. (1984). Настоящая работа дополняет их новыми исследованиями метаморфических ассоциаций. Силлиманит-биотит-мусковит-калишпатовая субфация гнейсов (Кориковский, 1979) дает по биотит-гранатовому термометру Перчука и др. (1983) температуру кристаллизации около 690 °С с максимумом около 700 °С и по гранат-силлиманит-плаггиоклаз-кварцевому барометру среднее давление около 6,5 кбар (Аранович, 1983). Подобные значения дает также гранатовый амфиболит по гранат-роговообманковому термометру (Graham — Powell, 1984). Из существующих исследований РТ-условий метаморфизма кристаллических сланцев Западных Карпат (Малые Карпаты, Иновец, Сухи, Малая Магура и Малая Фатра) следует, что в Малой Фатре один из наиболее глубинных срезов фундамента Западных Карпат.

Abstract: PT conditions of metamorphism of the Malá Fatra Mts. crystalline schists (cut of Mlynský potok brook) were partly studied by Perchuk et al. (Перчук и др., 1984). In the present work they have been supplemented by further study of metamorphic associations. Sillimanite-biotite-muscovite-K-feldspar subfacies of gneisses (Кориковский, 1979) provides crystallization temperature of about 690 °С with max. of about 700 °С by means of Perchuk's et al. (Перчук и др., 1983) biotite-garnet thermometer and middle pressure of about 6.5 kbar by means of garnet-sillimanite-plagioclase-quartz barometer (Аранович, 1983) garnet amphibolite gives similar values by means of garnet-hornblende thermometer (Graham — Powell, 1984). From the present study of PT condition of metamorphism of the West Carpathian crystalline schists (Malé Karpaty Mts., Inovec, Suchý, Malá Magura and Malá Fatra Mts.) it results that in the Malá Fatra Mts. there is one of the deepest sections of the West Carpathian basement.

В последние годы при изучении кристалликума Западных Карпат большое внимание уделялось выявлению РТ-условий метаморфизма и генетическим взаимоотношениям гранитоидов с вмещающими породами. Первые исследования, на единой методической основе, были недавно проведены в горных цепях Малых Карпат, Иновца, Сухи и Малой Магуры.

* Д-р С. Кориковский, д-р В. А. Воронихин, Институт геологии месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Старомонетный пер. 35, 109017 Москва.

** Д-р Л. Каменицкий, д-р Ю. Мацек, канд. наук, Геологический институт Центра геонаук САН, Дубравска цеста, 9, 814 73 Братислава.

Ориентировочные данные имеются также по горным цепям Низких и Высоких Татр и Малой Фатры. Хотя геологические условия для таких исследований в Малой Фатре не очень благоприятны, более подробная документация вещественного состава кристаллиникума и его строения в разрезе Млынского ручья позволила отобрать образцы, подходящие для реконструкции РТ условий регионального метаморфизма на этом участке.

Кристаллиникум Малой Фатры является одним из внешних ядер внутренних Западных Карпат, формирующим часть дугового горста ядерных горных цепей площадью около 200 км², длиной 38 км, с максимальной шириной 10 км. Этот кристаллиникум состоит из двух частей: юго-западной лучанской части (гора Велика Лука, 1476 м) с направлением оси ЮЗ-СВ (рис. 1) и северной криванской части (гора Велики Кривань, 1709 м) с направлением оси В-З. В первой из них обнажаются главным образом породы метаморфической оболочки и гибридные гранитоиды, содержащие ряд блоков метаморфитов. В криванской части встречаются почти исключительно гранитоиды.

В ранней литературе имеются сведения о кристаллиникуме Малой Фатры в работах Л. Зейснера (Zejšner, 1944), Г. Х. Корнгубера (Kornhuber, 1858), Д. Штура (Štúr, 1860), В. Ухлига (Uhlig, 1902, 1903). Более подробная геологическая карта ЮЗ части была создана М. Кутаном (Kuthan, in Andrusov — Kuthan, 1944, 1947). Новейшие данные отражены в статьях и геологических картах М. Иванова и Л. Каменицкого (Ivanov — Kamenický, 1957). Более короткие заметки встречаются в работах Л. Каменицкого и Ю. Мацека (Kamenický — Macek, 1984; Macek, 1982a, 1982b; Macek et al., 1982) и Я. Криштина (Kamenický — Macek — Krištin, 1985) и других.

Первые определения Р-Т параметров метаморфизма кристаллических толщ Малой Фатры были сделаны Л. Л. Перчуком и др. (1984). Максимальная температура кристаллизации биотит-гранатовых гнейсов из разреза Млынского ручья (обр. СS — 8/2), установленная по составам внутренних частей сосуществующих зерен биотита и граната, оценивается в 790—800 °С. Для внешних, контактирующих оторочек тех же зерен получены значения температур от 790 до 470 °С, что фиксирует температуры наложенной плагиомигматизации и ретроградного этапа. При изучении гранат-циозит-битовнит-кварцевого амфиболита с зональным гранатом (из разреза вдоль дороги на г. Калужна, обр. СS — 8/1) максимальная температура кристаллизации согласно амфибол-гранатовому термометру, составляет 620 °С, с обширным ретроградным трендом в интервале 620—460 °С.

Сравнение общего характера метаморфизма и минералогии метапелитов и метабазитов Западных Карпат и Большого Кавказа, проведенное Л. Л. Перчуком и др., выявило их большое сходство. Однако, судя по выведенным Р-Т трендам, эти области отличаются друг от друга уровнем глубинности и пиками Р-Т параметров метаморфизма. Наоборот, метаморфические тренды для глубин 18—20 км, вдоль южного края Русской платформы, оказались сходными.

Результаты исследования метасоматических процессов в кристаллических сланцах из зоны ультраметаморфизма в Малой Фатре, дополненные химическими анализами минералов, приведены в вышеуказанной работе Каменицкого, Мацека и Криштина (Kamenický — Macek — Krištin, 1985).

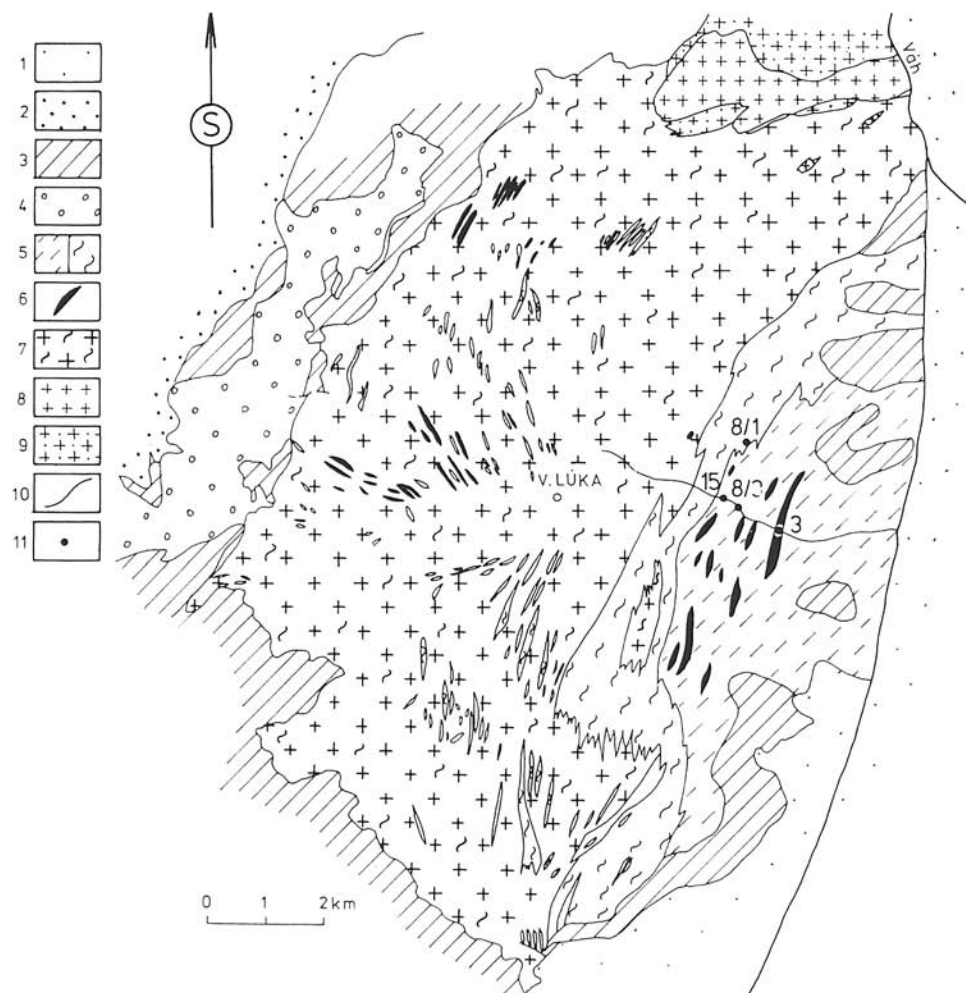


Рис. 1. Наглядная геологическая карта лучанской части Малой Фатры в масштабе 1 : 200 000.

Пояснения: 1 — неоген; 2 — палеоген; 3 — мезозой оболочки и покровов; 4 — младший палеозой; 5 — мигматиты: а) с малой долей орто-компонента, в) с преобладанием ортокомпонента; 6 — амфиболиты; 7 — гибридные тоналиты; 8 — магурского типа тоналиты; 9 — метасоматически измененные гибридные тоналиты; 10 — литологические, тектонические границы и линия профиля в разрезе Млынского ручья; 11 — точки сбора проб для определения Р-Т условий метаморфизма. Пробы 8/1 и 8/2 были в статье Перчук и др. (1984).

Геологическое строение лучанской части кристалликума Малой Фатры

В лучанской части кристалликума Малой Фатры обнажаются кристаллические сланцы и гибридные гранитоиды. Кристаллические сланцы дают непрерывные выходы на восточных склонах гор Мартинске голе, от Требостовской долины (ширина 1,6 км) через долину Млынського ручья (3,5 км), до Дубной скалы в долине реки Ваг, где они погружаются под гранитоидный плутон криванской части Малой Фатры. Многочисленные останцы, блоки и включения кристаллических сланцев, в том числе амфиболитов и метаморфизованных кислых вулканитов, встречаются в гибридных тоналаитах в окрестностях г. Кунерад, на СЗ склонах гор Мартинские голе. С точки зрения их первичной природы, кристаллические сланцы представляют собой осадочные породы с небольшой долей вулканогенных компонентов. Эти породы были изменены в условиях регионального и глубинного контактового метаморфизма, и претерпели диафторез варисцийского и альпийского возрастов. Кристаллические сланцы хорошо обнажены в профиле между Подстране и восточной окрестностью Великой луки в разрезе Млынського ручья. У них постоянное простирание 200—220°, с падением около 80° на запад. В стратиграфическом отношении их можно разделить на две свиты, аналогичные гелъницкой подгруппе и раковецкой свите гемерид. Нижняя подгруппа (рис. 2) представлена кварцитовыми, биотитовыми и графитовыми гнейсами; к ним же принадлежат полешпатовые гнейсы и амфиболиты вулканического происхождения. На контакте с налегающей свитой находится сильно перемятые метаморфизованные породы, первоначально вероятно это были алевропелитовые сланцы. Вышележащая свита представлена главным образом амфиболитами, амфиболитовыми и биотитовыми гнейсами. Мощность этой свиты, после частичной денудации, более 600 м.

Первоначальную природу осадков можно определить при изучении менее мигматитизованных и недиафторизованных прослоев. Это касается прежде всего грауваковых и песчанистых осадков, может быть и кварцевых песчаников, в меньшей мере — глинистых и битуминозных и алевропелитовых сланцев. Что касается вулканических пород, то это базальты, их туфы и туффиты, а в нижней свите — кислые и среднеосновные вулканиты. Судя по присутствию известково-силикатовых роговиков (это замечает уже Коутек, Koutek, 1931), здесь находились также небольшие прослойки мергелистых известняков.

Литостратиграфическое датирование пород опирается на палинологические исследования графитовых гнейсов из окрестностей г. Быстричка (между горой Дубовы диел, 746 м, и Кончар, 1164 м), где на основе остатков трахейд и органических обломков был определен палеозой, скорее всего девон; кристаллические сланцы из окрестности Подстране называют на нижний палеозой (Čorná in Čorná — Kamenský, 1976).

Региональный метаморфизм появился в рассмотренных свитах по-разному. В нижней свите можно видеть сложные текстуры, образовавшиеся в первой синтектонической и второй послетектонической фазах. В верхней свите видны признаки только второй фазы. Обе фазы принадлежат варисцийскому тектогенезу. В ходе него породы обеих свит претерпели

складкообразование, мигматизацию и гранитизацию, а также внедрение гибридных тоналитов. Выразительной чертой строения СЗ склонов гор Мартинске голе являются поперечные структуры, заметные при веерообразном размещении останцов и блоков кристаллических сланцев в гибридных тоналитах. Ось веера перпендикулярна направлению сланцеватости кристаллических сланцев на ЮВ склонах гор Мартинске голе.

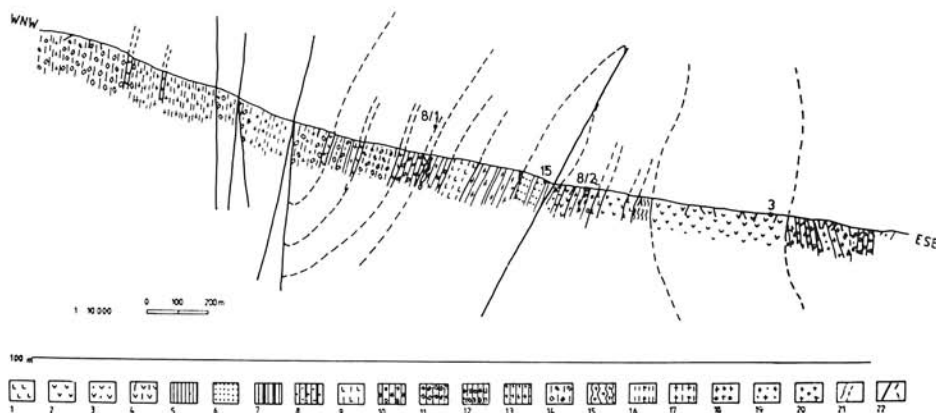


Рис. 2. Профиль свитами кристаллических сланцев Малой Фатры в разрезе Млынського ручья.

Пояснения: 1 — метаморфизованные кислые и средние основные вулканические породы; 2 — амфиболиты; 3 — метаморфизованные туфы основных вулканических пород; 4 — метаморфизованные туфиты основных вулканических пород; 5 — биотитовые гнейсы; 6 — кварцитические гнейсы; 7 — графит содержащие гнейсы; 8 — графит содержащие гнейсы импрегнированные сульфидами; 9 — мета-порфириоиды; 10 — очковые гнейсы; 11 — зернистые гнейсы; 12 — очковые мигматиты; 13 — строматиты; 14 — гранитизованные гнейсы; 15 — птитматиты; 16 — гибридные тоналиты содержащие пара-материал; 17 — гибридные тоналиты; 18 — метасоматически измененные гибридные тоналиты; 20 — гранитоиды типа Магура; 21 — литологические границы и их продолжение; 22 — тектонические линии и ориентация сланцеватости; 3 и 15 — точки сбора проб для Р-Т анализа; 8 1 и 8 2 — точки проб разработанных в статье Перчук и др. (1984).

Парагенезисы метаморфических пород

Наиболее обычными метаморфическими породами лучанской части кристалликума Малой Фатры являются бедных СаО высокотемпературные биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-мусковитовые и биотит-силлиманит-гранатовые гнейсы, а также обогащенные СаО роговообманковые, эпидот-роговообманковые, биотит-роговообманковые и гранат-роговообманковые амфиболиты.

Для первой группы пород — бедных СаО слюдяных и гранат-силлиманит-двуслюдяных гнейсов, характерны лепидогранобластовые структуры и равновесные отношения между биотитом, гранатом, силлиманитом

и полевыми шпатами (рис. 3). В связи с общим высокотемпературным характером метаморфизма, количество мусковита в гнейсах значительно меньше, чем биотита, и в большинстве образцов он имеет вторичное, регрессивное происхождение, замещая биотит, гранат или плагиоклаз. Но не исключено, что небольшая часть мусковита все же сохраняет первично-метаморфическую природу. Плагиоклаз представлен олигоклазом или олигоклаз-андезином.

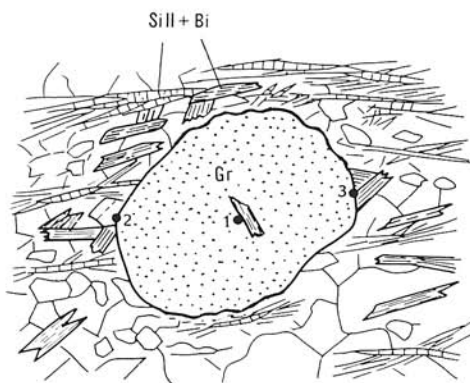


Рис. 3. Гранат-биотит-силлиманитовый гнейс (обр. 15А) с гранатом, изученным на микрозонде (зерно 1). Точки и цифры — участки анализов минералов (см. табл. 1).

та во вмещающих гнейсах очевиден далеко не всегда: например, в исследованном нами обр. 15 небольшие зерна калишпата встречены в метаморфическом мезостазисе в полном равновесии с плагиоклазом и силлиманитом. Можно предположить, учитывая сравнительную редкость первичного мусковита, что эта генерация калишпата может возникать за счет высокотемпературного разложения мусковита в ходе прогрессивной реакции $Mu + Q = Ksp + Sill + H_2O$ ¹⁾. В общем, независимо от того, имеет ли калишпат метасоматическую или метаморфическую природу, мы можем констатировать, что на пике метаморфизма, совпадающей с максимумом мигматизации, в гнейсах Малой Фатры стабилен весьма высокотемпературный парагенезис $Ksp + Sill + Q$.

Помимо силлиманита, в бедных СаО породах не встречено других силикатов глинозема (кианита или андалузита). Практически отсутствует ставролит, и лишь в обр. 15 обнаружено небольшое зерно цинкосодер-

Для установления субфации метаморфизма важное значение имеет вопрос о происхождении калишпата в гнейсах, и его стабильности с силлиманитом. В целом, среди чисто метаморфических пород доминируют плагиогнейсы без калишпата. Однако вблизи гранитов они интенсивно мигматизированы, насыщены большим количеством послойных калишпат-плагиоклаз-кварцевых или плагиоклаз-кварцевых инъекций и лейкосом, иногда очень тонких, мощностью до нескольких мм. В экзоконтактах инъекций, в метаморфическом субстрате часто появляется метасоматический калишпат, связанный с привнесением K_2O при мигматизации. Но наложенный характер калишпата

¹⁾ Здесь и далее — следующие индексы минералов: Ab — альбит, Als — силикат глинозема, An — анортит, Andl — андалузит, Bi — биотит, Clz — клиноцоизит, Gr — гранат, Hrb — роговая обманка, Ksp — калиевый полевой шпат, Ky — кианит, Mu — мусковит, Pl — плагиоклаз, Sill — силлиманит, St — ставролит. Цифра при индексе темноцветных минералов — их железистость ($Fe / (Fe + Mg)$, ат. %).

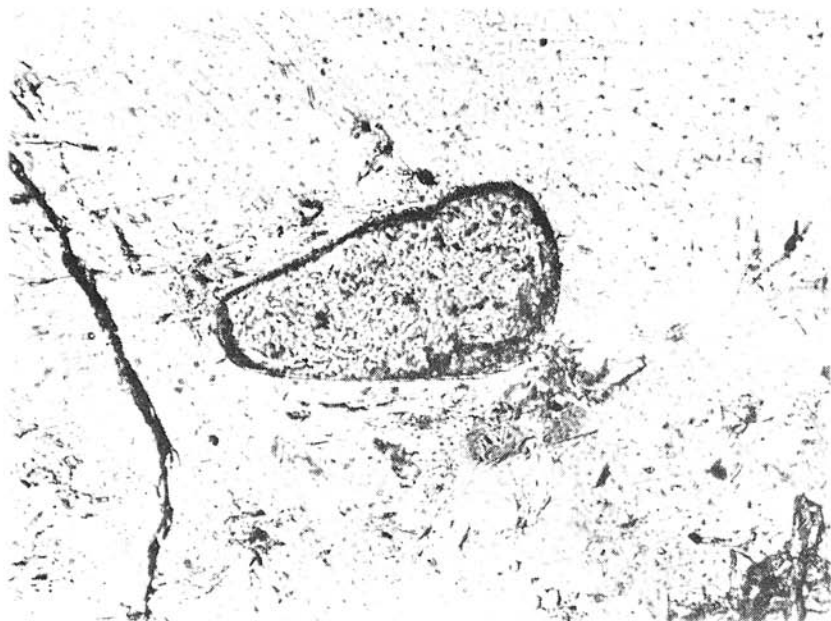
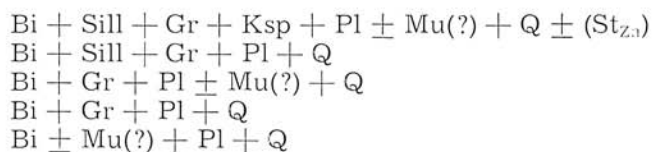


Рис. 4. Реликтовое зерно цинксодержащего ставролита внутри плагиоклаза (слегка сосюритизованного). Увел. $\times 250$, шл. 15В.

жащего ставролита во включении внутри олигоклаза (рис. 4). Ставролит имеет округлую, резорбированную форму, он не контактирует с кварцем, биотитом или гранатом, и поэтому может рассматриваться в качестве «бронированного реликта» от предшествующей, более низкой ступени метаморфизма.

Таким образом, в бедных СаО метаморфических породах Малой Фатры стабильны следующие равновесные парагенезисы:



Поскольку полная равновесность мусковита с остальными фазами не вполне ясна, он в этих ассоциациях указан со знаком вопроса. Стабильность ассоциации $\text{Sill} + \text{Ksp} + \text{Q}$ дает основание изобразить все парагенезисы на диаграмме АФМ с избытком калишпата (рис. 5) (проекция Коржинского). Однако присутствие или отсутствие калишпата не сказывается на фазовых равновесиях остальных минералов, и потому диаграмма полностью отражает также парагенезисы обычных для данной толщи плагиогнейсов. Реликтовый цинксодержащий ставролит и его

В качестве экзотических пород отметим присутствие в обнажении 4 скарноподобных пород, сложенных эпидотом (цоизитом), гроссуляром-андрадитовым гранатом, плагиоклазом, флогопитом и сфеном.

Во всех типах метаморфических пород наблюдаются средне- и низкотемпературные регрессивные изменения. В гнейсах биотит и гранат замещаются хлоритом и мусковитом (серицитом), с параллельным окварцеванием. В амфиболитах буро-зеленая роговая обманка замещается бесцветным амфиболом и хлоритом, плагиоклаз — соссюритом, иногда с серией кварцевых, кварц-эпидотовых, кварц-альбит-актинолитовых прожилков. В скарноподобных породах плагиоклаз замещается пренитом. Тектониты с низкотемпературными изменениями, образующиеся в ходе регрессивных изменений подразделяются на два типа: а) хорошо рассланцеванные и перекристаллизованные бластомилониты и б) механически дробленные и перетертые милониты и ультрамилониты, иногда с черным изотропным агрегатом. По аналогии с другими частями Западных Карпат (Ц а м б е л — К о р и к о в с к и й, 1986), первые, вероятнее всего, связаны с ретроградным этапом варисийского цикла, вторые — с альпийским тектогенезом.

Минералогия и геотермобарометрия

Гранат-биотит-силлиманитовый гнейс (обр. 15)

Составы минералов: Из этой породы с помощью микрозонда было изучено 2 прозрачно-полированных шлифа (15А и 15В). Гнейс имеет среднезернистую, сланцеватую лепидогранобластовую структуру: В биотит-силлиманит-полевошпат-кварцевом агрегате вкраплены кристаллы граната округлой формы, иногда с признаками перекристаллизованного ромбододекаэдра, размером до 2—3 мм. В гнейсе имеется тонкий (около 3 мм) кварцевый прослой, параллельный сланцеватости, с большим количеством очень мелких зерен граната размером 150—200 мкм. В табл. 1 и 2 приведены анализы трех зерен граната и ассоциирующих минералов из биотит-гранат-силлиманит-полевошпат-кварцевого мезостазиса, а также состав одного из мелких зерен граната (зерно 4) из гранат-кварцевого прослоя. Полученные данные позволяют определить температуру кристаллизации внутренних и внешних оторочек граната по биотит-гранатовому термометру, а также давление по гранат-силлиманит-плагиоклаз-кварцевому барометру.

Гранаты из парагенезиса $Gr + Bi + Sill$ имеют низкую железистость (величина $Fe/(Fe + Mg) = 64—70\%$) и содержат очень небольшое количество MnO и CaO . Все зерна граната имеют гомогенную центральную часть и сравнительно узкую (около 50 мкм) ретроградную оторочку (рис. 7, а), внутри которой железистость возрастает на 3—4%, и увеличивается содержание MnO . Такая же ретроградная зональность характерна и для мелких гранатов из тонкого гранаткварцевого прослоя (рис. 7, б).

Биотиты из включений в центральных частях зерен гранатов имеют низкую железистость ($Fe/(Fe + Mg) = 25—33\%$), а из окружающего мезостазиса, в частности, из контактов с внешней оторочкой гранатов —

Таблица 1

1-ое зерно							2-е зерно								
точка на рис.	1 (центр)			2 (край)			3 (край)			центр		край			
	Gr	Bi		Gr	Bi	Pl	Gr	Bi		Gr	Gr	Bi	Pl	Gr	Bi
минерал															
	ОКСИДЫ														
	SiO ₂	39,49	39,40	39,24	36,72	61,55	39,13	37,03		41,23	40,47	38,32	61,70	40,13	38,15
	TiO ₂	—	3,11	—	3,51	—	—	3,45		—	—	3,90	—	—	4,16
	Al ₂ O ₃	22,01	17,52	21,82	18,56	24,94	21,98	18,73		22,84	22,16	18,63	24,70	22,09	19,33
	FeO	27,45	9,93	29,24	15,40		28,84	15,90		25,34	26,64	11,90		28,39	13,37
	MnO	0,79	—	0,92	—		0,89	—		0,71	0,80	—		0,88	—
	MgO	8,15	17,12	7,02	11,81		7,30	11,04		8,17	7,47	14,11		7,49	11,39
	CaO	1,22	—	1,31	—		1,18	—		1,12	1,21	—		1,28	—
	Na ₂ O	—	0,24	—	0,07		—	—		—	—	—		9,15	0,04
K ₂ O	—	9,29	—	9,73		9,95	—		—	—	9,73		0,13	—	9,89
сумма Fe Fe + Mg, % полевые шпаты	99,10	96,61		99,95	95,80	100,91	99,32	96,10		99,41	98,75	96,76	100,72	100,26	96,33
	65,6	24,5		70,0	42,2		68,7	44,6		63,5	67,0	32,0	An ₂₃	67,9	40,0

значительно более высокую — до 45⁰. Все биотиты содержат значительное количество TiO₂ — 3—4 вес. %.

Состав плагиоклаза в породе очень выдержанный — это олигоклаз-андезин с 23—25⁰ анортитовой молекулы.

Кроме обычного плагиоклаза, в основной массе гнейса, в стыках с иголками силлиманита, присутствуют зерна нерешетчатого калиевого полевого шпата в равновесных отношениях со всеми окружающими минералами. Примесь альбитовой молекулы в калишпате — 9—12⁰.

Ставролит, встреченный в виде единичного включения в плагиоклазе, относится к цинкосодержащим разновидностям и содержит почти 1 вес. % ZnO.

Геотермобарометрия: Температуры кристаллизации биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов были определены по биотит-гранатовым геотермометрам Перчука и др. (1983), Арановича (1983) и Ferry — Spear (1978). Сравнительные результаты приведены в табл. 3. Наиболее удовлетворительно с петрогенетической сеткой увязываются значения температур по геотермометру Перчука и др. (1983), и мы принимаем их как опорные.

Таблица 3

Геотермобарометрические оценки P-T условий кристаллизации биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов

минеральные ассоциации	Bi + Gr			Gr + Pl + + Sill + Q
	T ₁ °	T ₂ °	T ₃ °C	P _s , кб
обр. 15A				
Зерно граната 1				
Bi _{24,5} — Gr _{65,6} — центр (1)	576	596	556	—
Bi _{42,2} — Gr ₇₀ — Pl ₂₄ ^{а/а} An — край (2)	703	715	812	7,2
Bi _{44,6} — Gr _{68,7} — Pl ₂₄ ^{а/а} An — край (3)	741	747	904	7,4
Зерно граната 2				
Bi ₃₂ — Gr ₆₇ — Pl ₂₃ ^{а/а} An — край	639	639	675	6,0
Bi ₄₀ — Gr _{67,9} — Pl ₂₃ ^{а/а} An — край	700	712	806	6,9
обр. 15B				
Зерно граната 3				
Bi _{32,6} — Gr ₆₈ — центр	628	656	653	—
Bi ₄₀ — Gr ₇₁ — Pl ₂₅ ^{а/а} An — край (1)	672	683	742	5,6
Bi _{40,5} — Gr _{68,9} — Pl ₂₅ ^{а/а} An — край (2)	694	695	792	6,2

Подчеркнуты принятые значения температур: T₁ — по Перчуку и др. (1983), T₂ и P_s — по Арановичу (1983), T₃ — по Ferry — Spear (1978). Анализированные минералы — см. рис. 3 и табл. 1 и 2.

По соотношениям составов внешних оторочек зерен гранатов с контактирующими биотитами из окружающего мезостазиса, получен широкий разброс температур кристаллизации — от 640 до 740 °C, что дает среднее значение около 690 °C. Поскольку внешняя кайма у гранатов —

ретроградная, полученные температуры должны быть ниже достигнутого максимума, хотя и не намного. Можно принять, что пик метаморфизма, на котором был сформирован критический для гнейсов Малой Фатры парагенезис $Bi + Gr + Sill \pm Ksp + Pl + Q$ отвечал температуре около 700 °C.

Температура кристаллизации центральных частей двух зерен гранатов значительно ниже, чем их краевых оторочек (табл. 3) и составляют 576 и 628 °C. Поскольку составы гранатов от центра к краю меняются незначительно, более низкие значения температур кристаллизации ядер гранатов по биотит-гранатовому термометру определяются главным образом магнезиальным составом включений биотита. Очевидно, обмененные Mg—Fe реакции между биотитом и гранатом в центральных частях гранатовых зерен были сильно заторможены отсутствием флюида, и следовательно, составы обеих фаз являются реликтовыми от предшествующей, более низкотемпературной ступени. Этот вывод подтверждается присутствием в обр. 15 другого несомненного реликта от предшествующей ступени — остатка зерна ставролита внутри плагиоклаза.

Величины давления (табл. 3) определялись по модифицированному гранат-силлиманит-плагиоклаз-кварцевому геобарометру Арановича (1983), который дает значения, хорошо увязывающиеся с петрогенетической сеткой (см. рис. 8). Определения по геобарометру Newton—Haselton (1981) фиксируют более высокие величины давления, которые сдвигают P-T параметры метаморфизма гнейсов Малой Фатры в поле стабильности кианита. Это не соответствует природным ассоциациям гнейсов Малой Фатры, в которых стабилен силлиманит, а не кианит.

Поскольку с силлиманитом, плагиоклазом и кварцем контактируют только внешние части зерен гранатов, величину давления можно определить только для них. Разброс значений P_s оказался, как и температур, довольно большим — от 5,6 до 7,4 кбар, средняя величина — 6,5 кбар.

Гранатовый амфиболит (обр. 3)

Составы минералов: Анализы зональных гранатов, роговых обманок, биотита и плагиоклаза из гранатового амфиболита (обр. 3) приведены в табл. 4; точки анализов показаны на рис. 6.

Гранаты из обогащенных СаО пород содержат большое количество Са, и значительно большую, чем в гнейсах, примесь Mn. Железистость гранатов также повышена в сравнении с гнейсами и составляет 83—87 %. Зональность гранатов представляет собой комбинацию прогрессивного и ретроградного воздействия. В зерне 1 (см. рис. 6 и табл. 4) от центра к одному из его краев (точка 3) в гранате, контакте с роговой обманкой, несколько повышается содержание Mg и снижается — Mn, с уменьшением отношения $Fe/Fe + Mg$ на 1 %. Такая зональность отражает прогрессивную стадию роста граната. Однако в зерне 2 зональность уже ретроградная — со снижением от центра к краям количества Mg, возрастанием содержания Mn и общей железистости граната.

Роговые обманки относятся к умеренно-глиноземистому типу, с обычным для амфиболитовой фации содержанием TiO_2 (до 1,1—1,3 вес. %) Плагиоклаз содержит 36 % An.

Составы граната и контактирующих с ним минералов из гранатового амфиболита (обр. 3)

точка на рис. 6	1-е зерно							2-е зерно						
	1		2		3		4		5		6		7	
	Gr (край)	Ві	Hrb	Gr (центр)	Gr (край)	Hrb	Gr (край)	Hrb	Gr (центр)	Gr (край)	Hrb	Gr (край)	Gr (край)	Pl
ОКСИДЫ	SiO ₂	36,83	34,78	42,99	36,74	37,04	40,36	36,66	41,49	36,03	36,13	41,05	36,31	59,19
	TiO ₂	—	2,45	0,19	—	—	1,09	0,02	0,97	—	—	1,33	—	—
	Al ₂ O ₃	20,47	16,50	12,63	20,51	20,53	14,49	20,78	13,47	20,32	20,09	12,81	20,77	26,78
	FeO	26,15	25,74	21,46	26,43	26,11	19,19	26,52	20,57	26,61	26,76	19,69	26,84	—
	MnO	3,64	0,23	0,44	2,77	2,32	0,40	3,20	0,41	2,57	3,25	0,35	3,01	—
	MgO	2,47	7,51	5,31	2,53	2,68	6,99	2,27	7,24	2,98	2,51	7,70	2,59	—
	CaO	8,27	0,41	11,83	9,33	9,58	11,53	9,20	11,01	9,68	8,81	11,72	8,36	7,44
	Na ₂ O	—	—	1,28	—	—	1,49	—	1,76	—	—	1,49	—	7,43
K ₂ O	—	9,60	1,17	—	—	1,60	—	1,56	—	—	1,19	—	0,12	
сумма Fe Fe + Mg, % полевые шпаты	97,83	97,27	97,30	98,31	98,26	97,14	98,65	98,08	98,22	98,22	97,55	97,33	97,88	100,96
	85,6	65,7	69,4	85,4	84,5	60,5	86,8	61,0	83,4	83,4	85,9	58,9	85,3	An _{жс}

Геотермометрия: Мы можем определить температуру кристаллизации краевых частей граната по гранат-роговообманковому термометру (Graham — Powell, 1984), а для зерна 1 — по биотит-гранатовому термометру. Результаты приведены в табл. 5.

Таблица 5

Оценки температуры (°C) кристаллизации гранатового амфиболита (обр. 3)

минеральные ассоциации и точки анализов (рис. 6)		Gr + Hrb (Graham — Powell, 1984)	Gr + Bi (Перчук и др., 1983)
Gr _{85,6} — Hrb _{69,4} — Bi _{65,7}	(1)	805	733
Gr _{84,5} — Hrb _{60,5}	(3)	746	
Gr _{86,8} — Hrb _{61,0}	(4)	692	
Gr _{85,8} — Hrb _{58,9}	(6)	684	

Анализированные минералы — см. рис. 6 и табл. 4.

За исключением одного из краев первого зерна (точка 1), геотермометрия остальных участков дает значения температур кристаллизации от 684 до 746 °C, что находится в хорошем согласии с определениями условий метаморфизма биотит-силлиманит-гранатовых гнейсов (см. табл. 3), и подтверждает заключение о принадлежности всех метаморфических пород лучанской части кристалликума Малой Фатры к одной температурной субфации.

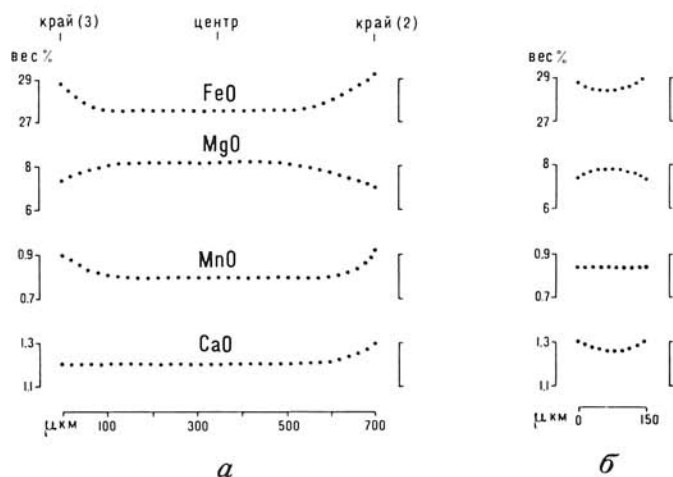


Рис. 7. Микрозондовые профили гранатов из обр. 15: а — зерно 1 из биотит-гранат-силлиманит-полевошпат-кварцевого гнейса; б — зерно 4 (из гранат-кварцевого прослая).

Р-Т условия метаморфизма кристаллических пород Малой Фатры

На Р-Т диаграмме (рис. 8) с элементами петрогенетической сетки для метапелитов (Кориковский, 1979) нанесены рассчитанные с помощью геотермобарометрии параметры метаморфизма пород Малой Фатры (табл. 3 и 5). Оценки, сделанные по внешним, красным частям зерен граната из гранат-биотит-силлиманитовых гнейсов, дают разброс значений T в общем от 640 до 740 °С, а P_s — от 5,6 до 7,4 кбар. Учитывая поправку на ретроградную оторочку гранатов, можно принять следующее усредненное значение параметров максимума метаморфизма: $T \sim 700$ °С, $P_s \sim 6,5$ кбар. Поскольку для гранатовых амфиболитов, и центральных частей зерен гранатов из гнейсов P_s не определялись, полученные для них температуры нанесены на диаграмму, исходя из средней величины давления в 6,2—6,5 кбар.

Полученные весьма высокие параметры метаморфизма подтверждаются данными по составу самих минералов. Так, низкая предельная желсизость гранатов — 64—70 % (что соответствует магнезиальности 30—

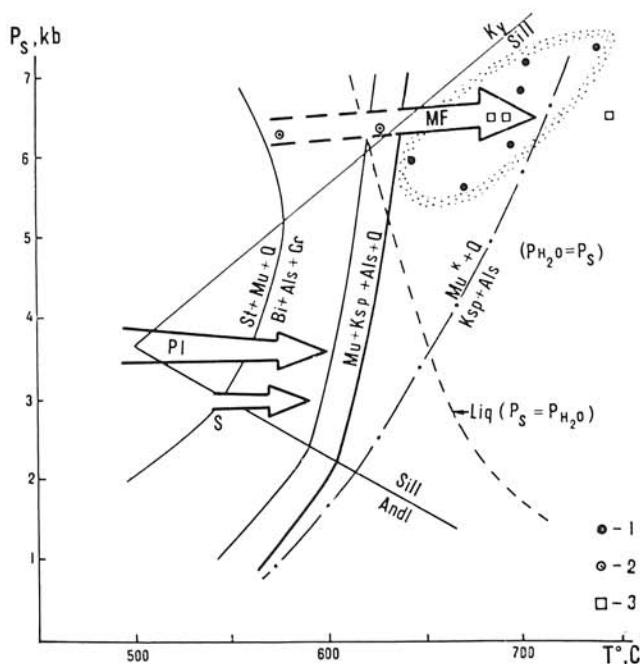


Рис. 8. Параметры и тренд прогрессивного метаморфизма кристаллических пород Малой Фатры на упрощенной Р-Т диаграмме равновесий метапелитов (Кориковский, 1979).

Пояснения: Оценки: 1 — по парагенезису $Bi + Gr + Sill + Pl + Ksp + Q$ (край зерен гранатов), 2 — по паре $Bi + Gr$ (центр зерен гранатов), 3 — по паре $Gr + Hrb$. Тренды метаморфизма: в кристаллических комплексах: MF — Малая Фатра, PI — Поважского Иновца, S — Сухи (Кориковский — Путиш, 1986).

—36 °) действительно указывает на общее давление не менее 6 кбар. Такие магнезиальные гранаты до сих пор не обнаруживались в кристаллических породах других частей Западных Карпат, характеризующихся меньшими давлениями — не выше 4 кбар. Высокое содержание TiO_2 в биотитах (3—4 вес. %) независимо свидетельствует о высокотемпературном характере метаморфизма. Подобная титанистость типична для слюд из пород высоких ступеней амфиболитовой фации (Ушакова, 1971).

На Р-Т диаграмме (рис. 8) полученные значения Т и P_s попадают в область стабильности силлиманита, за пределы поля устойчивости мусковита с кварцем при $P_{H_2O} = 0,5 P_s$ (линия $\text{Mu} + \text{Ksp} + \text{Als} + \text{Q}$), и правее линии гранитного ликвидуса, то есть в область существования анатектоидных гранитных расплавов. Это совпадает с геологическими и парагенетическими наблюдениями. Действительно, в гнейсах Малой Фатры стабилен силлиманит и высокотемпературный парагенезис $\text{Sill} + \text{Ksp}$, тогда как первичный метаморфический мусковит либо вообще неустойчив, либо стабильность его крайне ограничена. Гнейсы интенсивно мигматизированы, насыщены большим количеством анатектоидных гранитных и тоналитовых инъекций, жил и прожилков, что указывает на высокую степень частичного плавления пород. Поэтому полученные высокие Р-Т параметры метаморфизма кристаллических толщ Малой Фатры, относенных нами к силлиманит-биотит-калишпатовой субфации, представляются вполне достоверными.

Определения температуры кристаллизации центральных частей зерен гранатов из гнейсов дали гораздо более низкие значения — 576 и 628 °С (табл. 3). Поэтому, по аналогии с общепринятой трактовкой строения гранатовых зерен из среднетемпературных пород, мы рассматриваем равновесия в центральных частях гранатов как реликтовые от ранних, более низкотемпературных зон. Однако если в гранатах из среднетемпературных пород прогрессивная зональность выражается в том, что ядра кристаллов имеют более железистый и марганцевистый состав и содержат реликтовые включения хлоритоида и хлорита (Thompson et al., 1977) то в высокотемпературных породах следы прогрессивного характера кристаллизации фиксируются по другому. При общем гомогенном составе граната, в центральных и средних частях его зерен содержатся включения гораздо более магнезиального биотита, чем в окружающем мезостазисе, за счет чего $K_D^{\text{Mg-Fe}}$ в паре гранат-биотит дают для центров гранатов низкие, реликтовые значения Т. Как следует из петрогенетической сетки (рис. 8), температура 628 °С, установленная для ядра граната, соответствует силлиманит (кианит) — биотит-мусковитовой субфации, а 576 °С — близка к даже высокотемпературной границе ставролитовой фации. Реальность этого наглядно подтверждается устойчивостью единичных реликтов ставролита в плагиоклазе, где ставролит сохраняется потому, что не контактирует с кварцем и мусковитом, за счет чего он остается устойчивым при температурах, несколько превышающих условия реакций $\text{St} + \text{Mu} + \text{Q} = \text{Bi} + \text{Als} + \text{Gr} + \text{H}_2\text{O}$. Другим важным фактором его сохранности является повышенное содержание Zn, что, как известно (Guidotti, 1974), также стабилизирует став-

ролит до более высоких температур в сравнении с разностями, не содержащими Zn.

По-видимому, давления в условиях предшествующих более низкотемпературных субфаций были также высоки, и несомненно отвечали полю стабильности кианита. На это указывает очень высокая магнезиальность ($Mg/Mg + Fe$) ядер гранатовых зерен (36% в зерне 2, табл. 1), что типично исключительно для глубинных ореолов кианит-силлиманитового типа.

Согласно этим соображениям и данным геотермобарометрии, на диаграмме рис. 7 реконструирован Р-Т тренд прогрессивного метаморфизма кристалликума Малой Фатры. Как следует из сравнения с Р-Т трендами зонального метаморфизма в Малых Карпатах, Поважском Иновце и Сухи (Кориковский и др., 1984; Кориковский — Путиш, 1986), кристаллические толщи лучанской части Малой Фатры метаморфизованы в условиях гораздо больших давлений и температур, и представляют собой один из наиболее глубинных срезов в варисийском кристаллическом фундаменте Западных Карпат.

ЛИТЕРАТУРА

- АРАНОВИЧ, Л. Я., 1983: Биотит-гранатовые равновесия в метапелитах. I. Термодинамика твердых растворов и минеральных реакций. В книге: Очерки физико-химической петрологии. Наука, Москва, вып. 11, с. 121—136.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П., 1979: Фации метаморфизма метапелитов. Наука, Москва, 263 с.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — ПУТИШ, М., 1986: Метаморфическая зональность и диафторез в кристалликуме Поважского Иновца. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 37, 2, с. 115—136.
- 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.
- ПЕРЧУК, Л. Л. — ЛАВРЕНТЬЕВА, И. В. — АРАНОВИЧ, Л. Я. — ПОДЛЕССКИЙ, К. К., 1983: Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. Наука, Москва, 198 с.
- ПЕРЧУК, Л. Л. — ЛАВРЕНТЬЕВА, И. В. — КОТЕЛЬНИКОВ, А. Р. — ПЕТРИК, И., 1984: Сравнительная характеристика термодинамических режимов метаморфизма пород Главного Кавказского хребта и Западных Карпат. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 35, 1, с. 105—155.
- ЦАМБЕЛ, Б. — КОРИКОВСКИЙ, С. П., 1986: Варисийский ретроградный метаморфизм и альпийский диафторез в кристалликуме Западных Карпат. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 37, 3, с. 335—363.
- УШАКОВА, Е. Н., 1971: Биотиты метаморфических пород. Наука, Москва, 346 с.
- ANDRUSOV, D. — KUTHAN, M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina 14361 2 v mierke 1:25 000. Práce Št. geol. Úst., Bratislava 10.
- CORNÁ, O. — KAMENICKÝ, L., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf grund der Palynologie. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 27, 1, с. 117—132.
- FERRY, J. M. — SPEAR, F. S., 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Mineral. Petrology (Berlin—New York)*, 69, с. 113—117.
- GRAHAM, C. M. — POWELL, R., 1984: A garnet-hornblende thermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, S. California. *Jour. Metamorphic Geol.*, 2, 1, с. 13—31.
- GUIDOTTI, M. L., 1974: Transition from staurolite to sillimanite zone. Rangeley quadrangle, Maine. *Bull. Geol. Soc. Amer. (New York)*, 85, 3, с. 475—490.

- IVANOV, M. — KAMENICKÝ, L., 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 45, c. 180—216.
- KAMENICKÝ, L. — MACEK, J., 1984: Ein Profil durch die lithostratigraphischen Schichtenfolgen des Kristallinikums des Gebirges Malá Fatra. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 1, c. 157—160.
- KAMENICKÝ, L. — MACEK, J. — KRISTÍN, J., 1985: Geochemicko-mineralogický výskum kryštalinika M. a V. Fatry. Manuscript — archiv GÚ SAV, Bratislava, c. 1—228.
- KORNHUBER, G. A., 1858: Erdbeben vom 15. Jänner 1858. Verh. des Vereines für Naturkunde zu Pressburg, III, 1.
- KOUTEK, J., 1931: Geologické studie na severozápadě Nizkych Tater. Sbor. St. geol. Úst. ČSR (Praha), 9, c. 413—527.
- KOUTEK, J., 1933: O zrudnění pyroxenické rule (erlánu) od Tur. Sv. Martinu na Slovensku. Příroda (Brno), 26.
- MACEK, J., 1982: Beitrag zur petrographischen Charakteristik der granitoiden Gesteinen der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 2, c. 159—169.
- MACEK, J., 1982: Petrography of the West Carpathians granitoids — ZK Samples. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 5, c. 623—630.
- MACEK, J. — CAMBEL, B. — KAMENICKÝ, L. — PETRÍK, I., 1982: Documentation and basic characteristics of granitoid rock samples of the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 5, c. 601—621.
- NEWTON, R. C. — HASELTON, H. T., 1981: Thermodynamics of garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In: Newton, R. C. — Navrotsky, A. — Wood, B. J. (eds): Thermodynamics of minerals and melts. Springer, New York, c. 131—147.
- STÜR, D., 1860: Bericht über die geologische Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. JGRA XI, Wien.
- THOMPSON, A. B. — TRACY, R. J. — LYTTLE, P. T. — THOMPSON, J. B., 1977: Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from the Gasetts schist, Vermont. Amer. J. Sci. (New Haven), 277, 9, c. 1152—1167.
- UHLIG, V., 1902: Beiträge zur Geologie des Fatrakrivan-Gebirges. Denkschr. d. k. Akad. Wiss. (Wien), 72.
- UHLIG, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. Wien-Leipzig.
- ZEISNER, L., 1844: Carte géologique de la chaîne du Tatra et des soulèvements parallèles. Karstens Archiv, Warszawa.

Рукопись получена 26 ноября 1986 г.