

ПАЛИВЦОВА МАРИЕ — ЦИМБАЛНИКОВА АЛЕНА — ГЕЙЛ ВАЦЛАВ*

ПРОБЛЕМЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ГРАНИТОИДОВ
ЧЕШСКОГО МАССИВА

(Рис. 1—6)

Резюме: Авторы статьи рассматривают гранитоиды Чешского массива с точки зрения главных признаков формационного анализа (возраст, состав, тектоническая позиция). На основании классификации Ю. А. Кузнецова (1964) выделены формации и указано на некоторые дальнейшие возможности формационного анализа гранитоидов.

Abstract: The authors study the granitoid rocks from the Bohemian massif from the point of view of formation analysis criteria (age, composition, tectonic position). On grounds of the Ju. A. Kuznecov's (1964) classification they classify formations and point out some further possibilities of formation analysis of granitoid rocks.

Введение

Метод формационного анализа был разработан в последних двадцати годах в СССР. Основным принципом метода является исследование естественных ассоциаций горных пород в самых разнообразных соотношениях. Основным признаком является характер состава и тектоническая позиция во времени и пространстве (Н. П. Херасков 1952, Ю. А. Кузнецов 1964, Е. К. Устиев 1970 и др.). Даже если в определении анализа, а главное в классификации формаций много неясного (подробнее М. Паливцова — 1977), метод широко употребляется в СССР, главным образом у магматических формаций. Метод является основой для корреляции геологических данных. По этим причинам придают методу большое значение в развитии петрологии и геологии.

Гранитоиды Чешского массива

Исследование гранитоидных пород Чешского массива за последнее время очень продвинулось, но сравнительные изучения проводились редко и только с определенным узким аспектом (В. Зубек 1960 к тектонической позиции и геохронологии, К. Бенеш 1971, к внутреннему строению, В. Саттран, Й. Кломинский 1970 и Я. Г. Бернард, Й. Кломинский 1975 к металлогенезу, М. Паливцова, Н. Штёвичкова 1968 к тектонике глубинных разломов итп.). Только новейшие труды Й. Кломинского, А. Дудка (1975) рассматривают гранитоиды многосторонне подчеркивая петрографическо-петрологический аспект. С точки зрения формационного анализа гранитоиды до сих пор не изучались. Вопрос, можно ли гранитоидные массивы или их части считать самостоятельными формациями, является очень сложным вопросом, даже если мы воспользуемся

* Д-р М. Паливцова, к. г. м. н. — Д-р А. Цимбалникова, к. г. м. н. — Док. Инж. В. Гейл, к. г. м. н. — Геологический институт ЧСАН, ул. Розвойова 135, 165 00 Прага-Сухдол

любым ведущим признаком. Причиной является сложность геологического развития Чешского массива, в котором именно гранитоидные массивы играют немалую роль. Формационный анализ гранитоидов Чешского массива заполнил бы самостоятельную книгу если считаться с ведущими признаками этого метода.

Мы хотим указать на возможности и проблемы формационного анализа проявляющихся разным подходом к их классификации и разным понятием формаций.

Гранитоиды Чешского массива рассматриваются по трем уже приведенным ведущим признакам. Рассматриваются только гранитоиды без признаков регионального метаморфизма, у которых первичная минеральная ассоциация и гранитоидная структура в существу сохранились.

Возраст гранитоидов

Отдельные массивы (или их части находящиеся на территории ЧССР) обозначены на рис. 1. Гранитоидные породы главным образом варисского реже доварисского возраста.

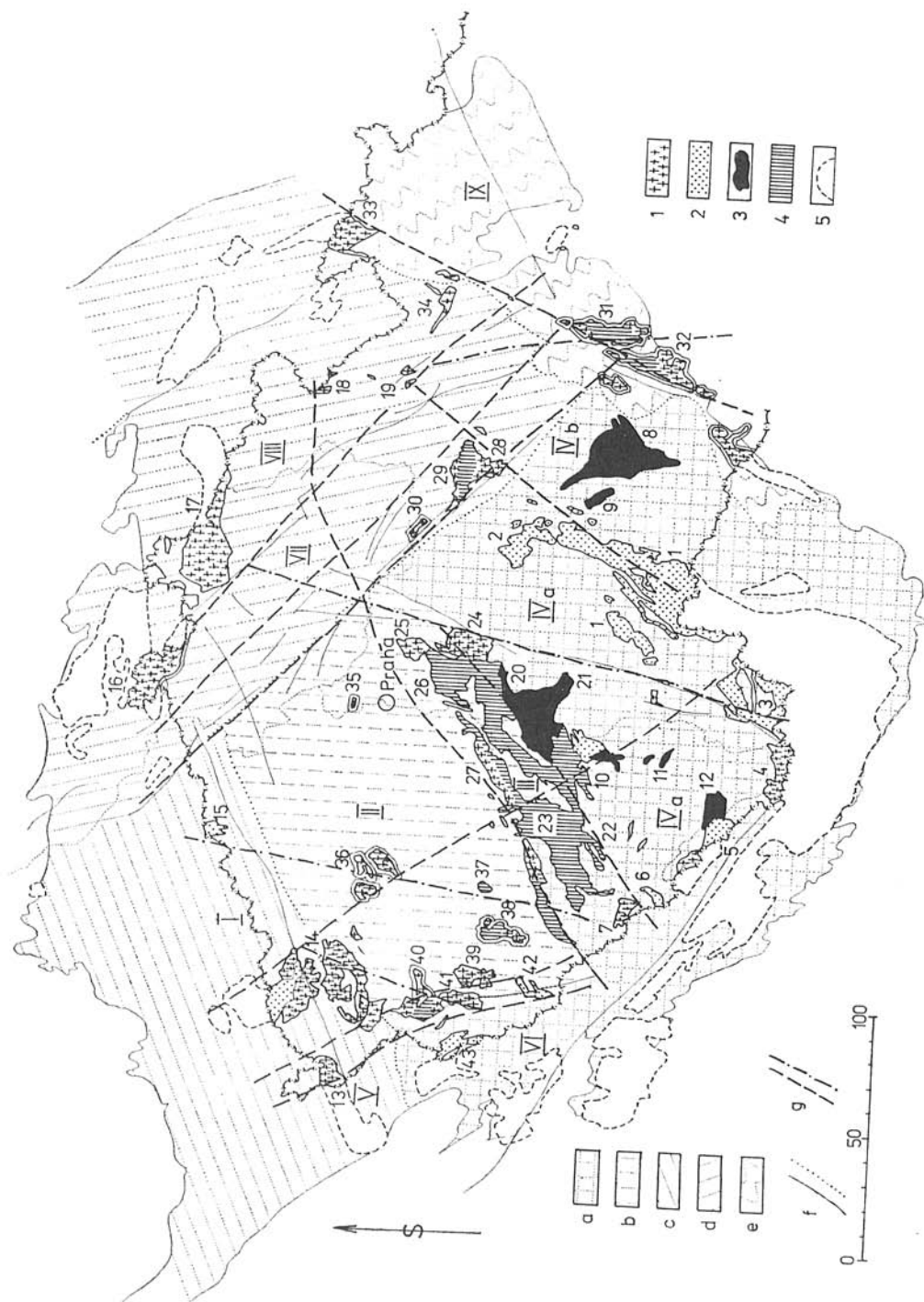
К доварисским принадлежит гранитоиды пояса Йилове (в старшей литературе обозначаемые как «плагиаплиты»), гранитоиды гор Тепелска Высоцина (гановский, лестковский массивы), а также и гранитоиды стадского массива и некоторые небольшие местонахождения такназыв. Западночешского плутона по З. Вейнеру (1971), чистецко-есеницкий массив (такназыв. тисский гранит), луицкий массив — главным образом, его румбургский

Рис. 1 Схема петрографического характера гранитоидных массивов в тектоническом членении Чешского массива.

1 — преобладают биотитовые гранитоиды; 2 — преобладают двуслюдяные гранитоиды; 3 — «дурбахиты» (сиениты, монциониты); 4 — преобладают амфибол-биотитовые до биотит амфиболовых гранитоидов; 5 — продолжение массивов за пределы ЧССР обозначено схематически.

Членение Чешского массива по М. Машке, В. Зоубеку (1960): а) область влтавско-дунайской элевации, б) тепелско-баррандиенская область, с) крушногорско дуринская область, d) железногорско-западосудетская область, е) моравско-силезийская область, f) главные тектонические линии и границы блоков.

Членение Чешского массива по Н. Штёвничковой (1973): I — крушногорский блок, II — тепелско-баррандиенский блок, III — среднечешская глыба промежуточная, IVa, b — чешская и моравская части молданубского блока, V — смрчинская глыба, VI — глыба Чешского леса, VII — лабская зона, VIII — западосудетский блок, IX — моравско-силезийский блок, g) глубинные разломы диагональные и североюжные. Гранитоидные массивы: 1—12 массивы молданубского блока (1 — центральный молданубский, 2 — мелеховский, 3 — новоградский, 4 — липенский, 5 — плешский, 6 — выдерский, 7 — прашильский, 8 — тржебический, 9 — йиглавский, 10 — моголицкий, 11 — нетолицкий, 12 — воларский (желнавский); 1—12 молданубский плутон, 13—15 массивы крушногорского блока (13 — смрчинский, 14 — карловарский, 15 — флайский; 13—15 — крушногорский плутон). 16—19 массивы западосудетского блока (16 — луицкий, 17 — кроношско-йзерский, 18—19 яворницкий, олешицкий, литицкий), 20—27 среднечешский плутон, 20—21 чертовбреженский и таборский тип, 22 — червенский, 23 — Блатенский, 24 — бенешовский, 25 — ржиганский, 26 — сазавский, 27 — краевой, 28—29 железногорский, 30 — хвалетцкий, 31—32 брненский, 33 — жуловский, 34 — шумперский, 35—43 массивы тепелско-баррандиенского блока и Чешского леса (35 — нератовицкий, 36 — чистецко-есеницкий, 37 — штеновицкий, 38 — столский, 39 — кладрубский, 40 — лестковский, 41 — борский, 42 — бабиловский, 37—42 — западочешский плутон, 43 — розвадовский).



гранит, тело хвалетицкого гранита в продолжении Железных гор, гранодиориты и тоналиты в забржежской серии и в массиве яворницком, гранитоиды дыйского и брненского массивов, считая и их продолжение подкарпатский прогиб (такназв. брненский плутон по А. Дудку, Я. Мелксовый 1975). Самые главные из них обозначены на рис. 1. более выразительными контурами. Остальные массивы обозначенные на карте обыкновенно принадлежат варийским. Некоторые авторы их в последнее время считают доварисцийскими, или точнее сказано докембрийского возраста, на пр. тоналиты среднечешского и железногорского плутонов и дурбахиты (Й. Халупский 1975).

Только в некоторых случаях доварийский возраст подтвержден геологически (гранитоиды йиловской зоны, брненский массив, может быть и лужицкий массив). Но и у варисцийских массивов нет достаточных доказательств варисцийского возраста. Известна у них, прежде всего, нижняя граница возраста; гранитоиды контактно меняют породы верхнего протерозоя, реже и нижнего полеозоя. Верхняя граница возраста исследована недостаточно (знакома у ржичанского гранита). Поэтому доказательства Халупского докембрийского возраста некоторых плутонов считаемых варийскими логичны и соответствующие. С другой стороны у сложных плутонов какими являются напр. среднечешский, многие данные остаются невыясненными (сравни напр. метаморфизм нижнего палеозоя в седлачско-красногорском острове среднечешского плутона), так как очень трудно решить какой из типов способствовал метаморфизму. В большинстве случаев используются данные полученные радиометрическими измерениями калий-аргоновым методом (рис. 2). Данные были получены из лабораторий УУГ, ГУ ЧСАВ, ИГЕМ АН СССР. На рис. 2. данные распределены так, чтоб было ясно из каких пород они происходят и какой материал был использован. Данные о возрасте пород в общем довольно точно сходятся с данными о возрасте биотита. Но нельзя исключить, что у пород с повышенным содержанием щелочного полевого шпата значение возраста пород изменяется, так как щелочный полевой шпат явно уменьшает значения возраста породы. Поэтому надо сравнивать данные полученные из одного и того же материала. Максимум значения сосредоточено в интервале от 300 до 350 мил. лет, самые пониженные значения около 200—280 мил. лет, некоторые значения колеблются около 400 мил. лет, чаще над 500 мил. лет.

Между петрографическим составом и возрастом нет закономерных соотношений, но есть известная зависимость напр. в среднечешском плутоне, в котором дурбахитовые породы дают более высокие значения возраста. Двухслюдянные граниты карловарского массива и некоторые граниты крконошско-йизерского массива, являются наоборот самими младшими в Чешском массиве. Некоторые анализы вычисленные методом рубидий-стронциевым (М. М. Аракелянц, ИГЕМ АН СССР) не показывают особых исключений к выше сказанному (333 мил. лет для мусковита писецкого гранита, 426 мил. лет для пегматита в таборском сиените). Данные сходятся с геологическими фактами или предположениями в отдельных массивах (менее уже для отдельных интрузий в рамках массивов).

Различия данных в массивах считаемых варисцийскими больше чем это предполагается. Это можно объяснить несколькими способами:

а) Вычисления 400 мил. лет доказывают каледонский возраст, как неко-

торые раньше предполагали (напр. Ю. А. Арапов и др. 1965 для среднечешского и железногорского плутонов, брненский массив), а может быть и докембрийский возраст (Й. Халупский, с. л.).

б) Повышенные значения являются проявлением гибридизации с влиянием младших пород на более древние (напр. у дурбахитов), такое понятие обозначало бы, что ассимилированный материал был намного старше чем варисцидский, если у варисцидских гранитоидов преобладают значения отвечающие и так возрасту 300–350 мил. лет. По отношению к радиометрическим

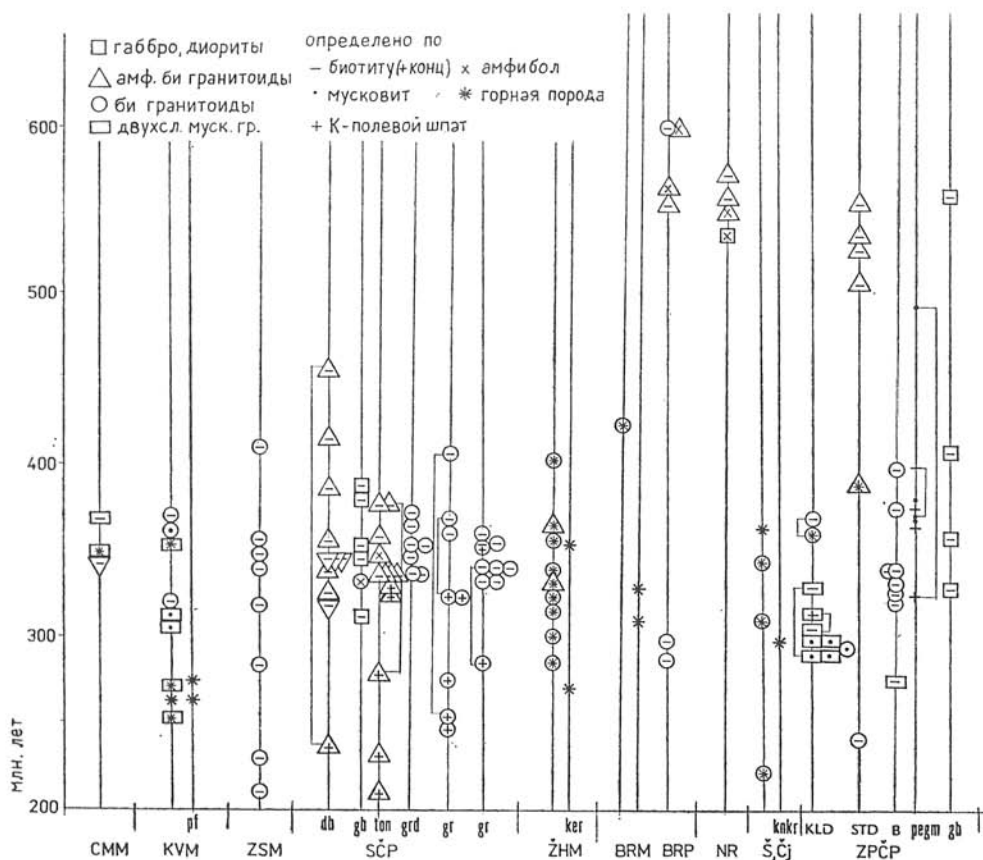


Рис. 2. Схема геохронологических дат (K/Ar метод) в гранитоидных массивах Чешского массива.

По данным лабораторий УУГ (В. Шмейкал, ГЛУ ЧСАВ (А. Дубанский), ИГЕМ АН СССР (М. М. Аракелянц), ВСЕГЕИ, ГЕОХИ АН СССР.

СММ — Центральный молданубский массив, KVM — карловарский массив, ZSM — западосудетские массивы, SČP — среднечешский плутон. (db = дурбахиты, gb = gba, ton = тоналиты, grd = гранодиориты), ЖНМ — железногорский массив, BRM — Брненский массив, NR — Нератовицкий массив, Š — Штеновицкий массив, ČJ — Чистецко-есеницкий массив (knkr = канкринитовые породы), ZPČP — Западочешский плутон, KLD — кладрубский массив, STD — стодский массив, B — борский массив, (pegm. — пегматиты, gb — габбро).

значениям окружающих кристаллических пород такое объяснение мало вероятно. Вариссийский метаморфизм кровли и молодые интрузии в массивах обыкновенно стерли реликтивный возраст, например и в основных породах данные возраста тождественны с явно более молодыми интрузиями.

ц) Кульминация гранитоидного плутона в Чешском массиве произошла в поздневариссийском периоде, но образование гранитоидных пород было в промежутке времени от 200 до 600 мил. лет и гораздо менее прерываемое чем это предполагается по схемам.

Если предположить что существует перерыв, тогда скорее всего около 450—500 мил. лет (новые данные могут конечно это предположение изменить). Вариабильными до экстремных были данные для гранитоидов пород (1065—1410 мил. лет — А. Д у д е к, Я. М е л к о в а 1975). Плутонизм Чешского массива продолжался до перми и прерывался с вулканизмом кварц-порфировым.

Вопрос возраста многих остается массивов до сих пор неопределен, что усложняет выделение формаций.

Петрографический и петрохимический характер гранитоидов

Петрографическая характеристика дается отдельно для доварисских гранитоидов и для варисских гранитоидов.

У доварисских гранитоидов можно на территории Чешского массива выделить следующие группы:

1.1. «плаггиограниты», трондгеймиты (в йиловской зоне), гранодиориты до монзонитов (в массиве нератовицком), гранодиориты до тоналитов (забржеская серия); это главным образом мелкозернистые и среднезернистые гранитоиды, обыкновенно сильно измененные (хлоритизация, альбитизация, эпидотизация), первоначально в виде биотитовых и биотит-рогообманковых пород связаны в большинстве случаев со спилиткератофировым, спилитовым вулканизмом до вулканизмом метабазисового.

1.2. светлые грубозернистые биотитовые или двуслюдянные довариссийские гранитные породы, в самостоятельных массивах или интрузиях (хвалетицкий гранит, некоторые гранитоиды стоцкого массива); они обыкновенно розоватые до красноватых, часто с интенсивной альбитизацией. Иногда у них миаролитовая структура связанная очевидно с альбитизацией.

1.3. темные, средне до грубозернистых, биотитовые гранодиориты и граниты сероголубого цвета, без особых гидротермальных изменений с синеватым кварцем (румбурский гранит, отчасти тисский гранит, некоторые гранитоиды фундамента мела). В типичных варисских интрузиях такой тип гранитоидов не известен;

1.4. гранодиориты до тоналитов ряда габбро-диорит-гранодиорит; у них биотитовый и биотит-рогообманковый состав (вторые для ассоциации типичны). Породы находятся в комплексах состоящих из нескольких интрузивных фаз (брненский массив), в которых приуроченность к наиболее молодым кислым членам в ассоциации проблематична. Подробная характеристика как у ассоциации вариссийского возраста. Они тектонически и гидротермально более изменены чем варисские.

Вариссийские гранитоиды представлены следующими ведущими группами пород:

2.1. «Нормальные граниты» (в прежних классификациях тоже как гранодиориты); они большей частью порфиоровые, биотитовые до двуслюдяных гранитов или двуслюдяные сопровождающие их в самой молодой фазе; они образуют самостоятельные массивы или их существенную часть, чаще всего они гомогенны. Типично их развитие в карловарском массиве, в массиве крокошско-йизерском, реже в среднечешском плутоне (ржичанский гранит, гранит краевой), в железногорском массиве ему близок гранит жумберецкий. Они содержат небольшие включения главным образом роговикового или парагнейсового характера происходящих из кровли. Более молодая интрузивная фаза лейкогранитная, в карловарском массиве состоит из оловоносных гранитов, в других массивах находятся индиции грейзенизации или близкая минерализация (напр. в среди ржичанского гранита, в гранитах типа Выжловка).

2.2. двуслюдянные и светлые биотитовые гранитоиды с избытком алюминия (избыток проявляется присутствием андалузита, реже кордиерита). Они обыкновенно мелкозернистые до среднезернистых. Примером служит ейсгарнский тип молданубского плутона, разнообразно проявляющийся как главный тип целого молданубского плутона. Характерна их ассоциация с другой группой пород (дурбахитами) или их переходными типами (вейнсбергский тип). Изредка они бывают в ассоциации с гранодиоритами с небольшим содержанием роговой обманки. Они содержат включения кристаллических пород мантии или на некоторых местах, и довольно часто, мелкие ультрабиотитовые ксенолиты (surmicasées по Ж. Д и д и е, 1973).

Особым типом породы для Чешского массива являются гранитовые породы с исключительным содержанием кордиерита (до 10 % — Дж. Томас, 1971) в лейкократном розвадовском массиве.

2.3. гранитоиды монцодиорит-монцонит-сиенитового ряда (считая к ним и мелаграниты); они обозначаются в Чешском массиве как «дурбахиты». Можно предполагать, что они являются специфическим членом молданубской области. Когда они находятся в других массивах, тогда они всегда на контакте с молданубикумом. С одной стороны у них связь с ультрабиотитовыми, ультраосновными породами (в ксенолитах и небольших телах), с другой стороны с двуслюдянными аплитовыми гранитами до пегматитов. Они двоякого характера — биотит-рогообманковые (с монокристаллами актинолита — массив Чертово бржемено, тржебичский), биотит-пироксеновые, (с ортопироксеном — массив таборский, йиглавский). В них много ксеналитов — во первых основные и ультраосновные породы богатые биотитом, во вторых ксенолиты пестрой серии молданубикума (мраморы, амфиболиты, кварциты, биотитовые «пестрые» гнейсы итп.). По типу биотитовых ксенолитов и ржичанский гранит близок ряду светлых членов дурбахитов.

2.4. гранитоиды ряда габбро-диорит-гранодиоритового, характерным членом являются биотит-рогообманковые тоналиты, до гранодиоритов содержащих роговую обманку (отсюда «тоналитовая ассоциация» — по М. П а л и в ц о в о й, 1972). Они обычно связаны с основными породами толеитового ряда. Основные породы представляют собой очевидно довариские субвулканические (интрузивные) и вулканические породы, перекристаллизованные во время интрузии гранитоидов. Гранитоиды содержат часто и характерные ксенолиты которые закономерно сопровождают местонахождения тоналитов. Ксенолиты происходят так из осадочных пород кровли

(биотитовые роговики с андалузитом, кордиеритом итп.), как и из микродиоритовых и мелкопорфировых пород (с полевым шпатом и роговой обманкой). В тоналитах они отвечают часто перекристаллизованным палеоандезитам, в гранодиоритах палеодацитам. В типичном развитии в Чешском массиве находится эта ассоциация в среднечешском плутоне и железногорском массиве. Типичным минералом пород этой области ассоциации является зеленая роговая обманка.

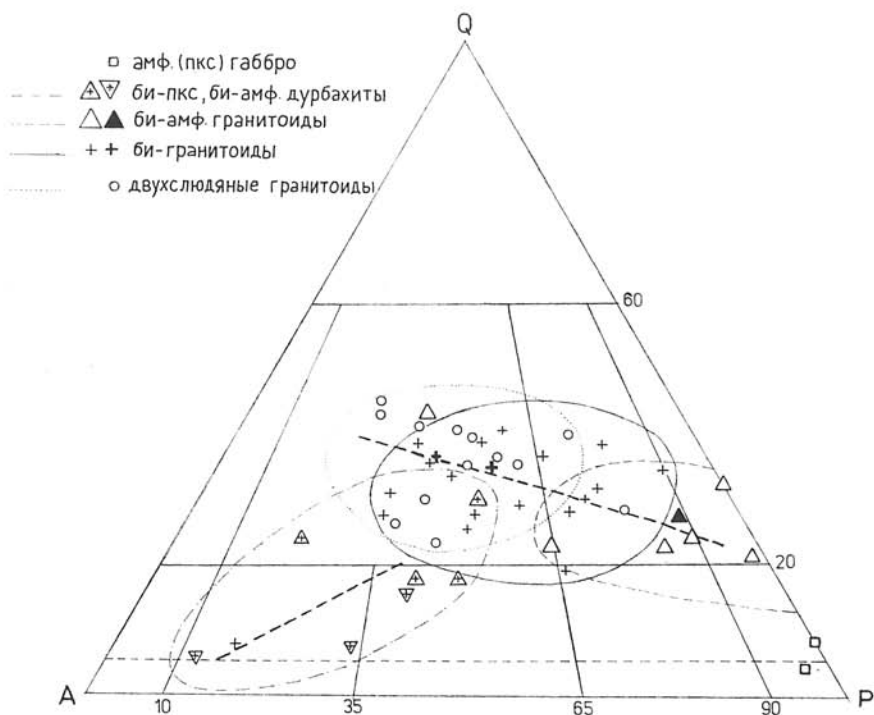


Рис. 3. Ведущие типы гранитоидов Чешского массива в классификации по Штрекайзену (IUGS) на основании мафитов. Полными трехугольниками обозначены доварисийские гранитоиды. Дурбахиты разделены на биотит-пироксеновые и биотит-амфиболовые. Список анализов в таб. 1.

У биотитовых гранодиоритов с небольшим содержанием амфибола может быть довольно неясным принадлежат-ли они этому ряду или они представляют самостоятельную группу на тоналитах независимую. Они появляются и в ассоциации с «нормальными гранитами» (напр. подчинено в либерецком граните) и с гранитными породами с избытком алюминия (в молданубицком плутоне). Они являются частым членом небольших интрузий например западочешского плутона.

2.5. «аплитовые граниты», обыкновенно двухслюдяные до гололейкократных, находящиеся почти во всех более крупных массивах в виде жил, или небольших тел, а даже и как самостоятельные интрузивные члены большого

распространения. Кроме раньше упомянутых оловоносных гранитов, эти граниты находятся напр. в крконошско-йизерском массиве, в западочешском плутоне обыкновенно как самая младшая интрузивная фаза.

Особо надо упомянуть «аллитовые» мелкозернистые граниты в области среднечешского плутона типа козловицкого гранодиорита; «граниты мрачские» и кислые граниты в седлецкой котловине и в бенешовском гранодиорите «граниты подольские». Они часто негомогенные и широкообразные, узко связанные с мелкозернистыми ортогнейсами молданубикума.

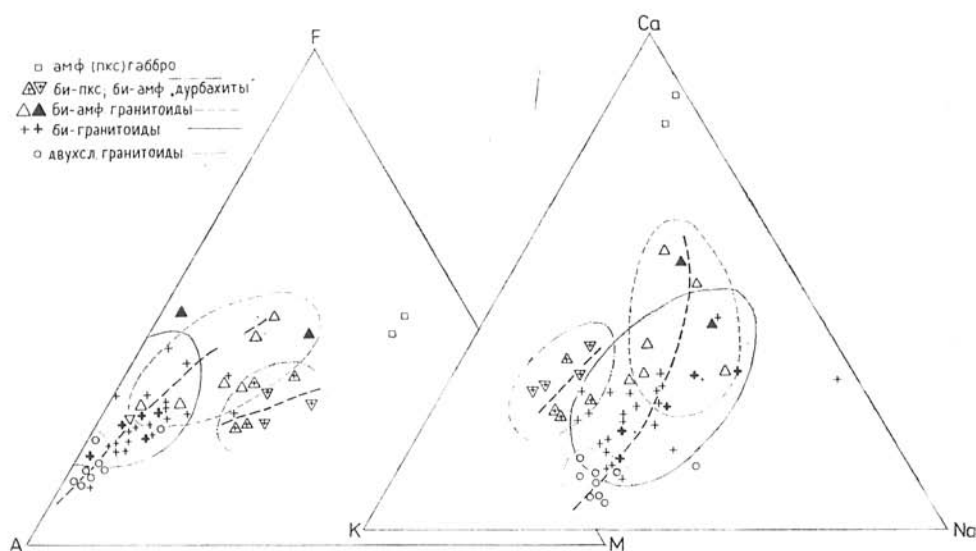


Рис. 4. Те же гранитоиды как на рис. 3. составленные в петрохимические диаграммы (AFM, K, Na, Ca). Объяснения как на рис. 3. Список анализов приведен в таб. 2.

В зависимости от петрографического и химического состава (рис. 3, 4) гранитоиды Чешского массива показывают известный переход от пород основных к гранитоидам биотит-амфиболовым, к биотитовым и двуслюдянным гранитам, в зависимости от характера мафитов. Совсем иные являются дурбахитовые породы, которые отличаются своим составом и химизмом. Данные для диаграммы приведены в таблицах 1 и 2, выбраны характерные типы большого распространения, а не средние данные.

Пространственное распространение гранитоидов и их отношение к тектонике

На рис. 1. зарисованы две схемы горизонтального членения Чешского массива на области по М. Машке, В. Зубеку (1960) и на блоки по Н. Штёвичковой (1973). Отдельные главные блоки (области) отличаются характером гранитоидов как было упомянуто выше.

Наиболее четко можно это наблюдать на молданубском блоке. Светлые А1-граниты, главным образом дурбахиты являются характерными

породами для молданубской области на территории ЧСР и за ее границами (в Австрии, Польше, Баварии). Часть среднечешского плутона состоящая из дурбахитовых пород с внутренним строением тождественным с молданубикумом (К. Бенеш, 1971). В одном случае (борский массив) такие же породы проявляются в массиве считаемом к тепельскобаррандиенскому блоку, но и там тоже на границе с молданубикумом (здесь явно видно недостаток калия). Гранитные породы молданубского блока находятся в виде элеваций, дурбахиты в виде депрессий. У дурбахитов симметрическое строение по отношению к центральному молданубскому массиву и очевидно, что у них одинаковая стратиграфическая позиция как у гранулитов или гфельских гнейсов, с которыми они бывают в ассоциации. Эта позиция с геохимической характеристикой (отвечают щелочным базальтовым породам, Л. В. Гаусон и др. — (1977) является важным аргументом их прежнего субвулканическо-вулканического происхождения. Al-граниты считают продуктом анатексии (В. Зоубек — 1960). У молданубского блока неизменные довариссийские гранитоиды (измененные ортогнейсовые или мигматитовые породы дающие вариссийский возраст).

Крушногогорский блок характерен нормальными порфиоровыми гранитами в ассоциации с оловоносными. Оловоносные граниты связаны своим нахождением с пермокарбонскими кварцевыми порфирами. Ассоциация гранитных пород обоих типов в целом блоке довольно однообразна. Доварисские граниты блока проявляется характер ортогнейсов или мигматитов.

Западосудетский блок выделяется присутствием крупных массивов как довариссийских (лужицкий массив) так и вариссийских (крконошко-йизерский массив). Их краткая характеристика дана в начале настоящей статьи (группа 1.3 и 2.1). У части довариссийских гранитов характер «ортогнейсов». Также гранитные породы фундамента мела имеют характер близкий породам лужицкого массива. На южном и юговосточном крае блока находятся небольшие тела светлых гранитных пород, отчасти довариссийские, отчасти вариссийские.

В Тепельски-баррандиенском блоке массивы и мелкие залежи разнообразного и пестрого состава. Породы здесь находящиеся являются довариссийскими гранитоидами группы 1.1 и 1.2 и вариссийскими гранитоидами, характер которых очень изменчив в зависимости от соседнего блока. Так напр. в гранитных телах недалеко среднечешского плутона характер близкий породам плутона, но на контакте с баварийским молданубикумом или крушногогорским блоком характер пород похож на гранитные породы этих областей. Это проявляется и в характере основных пород связанных с гранитами («редвицитовые породы», диоритовые породы в западочешской части блока в отличие от толейтовых пород на северозападном контакте среднечешского плутона). К тепельско-баррандиенской области мы считаем и гранодиорит-тоналитовую часть среднечешского плутона по Н. Штёвичковой, 1973 она принадлежит к такназ. переходной среднечешской глыбе. О позиции этого плутона как и о аналогичном железногорском массиве будет речь в следующей главе.

У моравско-селезиской зоны в отличие от остальных частей Чешского массива интрузивное тела больших размеров прежде всего довариссийские (брненский, дыйский массивы, брненский плутон). Они состоят

из пород группы 1.4, вероятно и 1.2. Часто встречаются биотитовые гранодиориты с небольшим содержанием роговой обманки, биотитовые и двуслюдянные гранодиориты. В северной части зоны находятся варисцийские гранитные тела, которые своим характером близки породам группы 2.1.

Вариация главных интрузий или фаций в рамках отдельных массивов видна на рис. 5. и 6. Видна и аналогия дурбахитовых пород среднечешского и тржебичского массивов (+ йглавский), а также и средство с железно-



Рис. 5. Ведущие типы гранитоидов Чешского массива по классификации Штрекайзена (IUGS — на основании главных гранитоидных массивов или областей). Характер мафитов можно определить по данным на рис. 2. Список анализов приведен в таб. 1.

горским массивом и среднечешским плутоном отличающихся от остальных массивов более основным характером.

Что касается «г л у б и н н о с т и и н т р у з и й», условий во время которых гранитные породы внедрились или в которых возникали, надо сказать что в доварисцийских массивах находятся скорее типы эпизональные или мезозональные, в варисцийских массивах эпи-, мезо- и катазональные. Эпизональный характер напр. у гранитоидов йиловского пояса, нератовицкой области мезозональный до катазонального напр. у массивов молданубикума. Часты бывают случаи двух отличающихся контактов у одного и того же массива, или у той же интрузивной фазы. Примером может служить напр. среднечешский плутон напр. в области клатовской апофизы. Глубина варис-

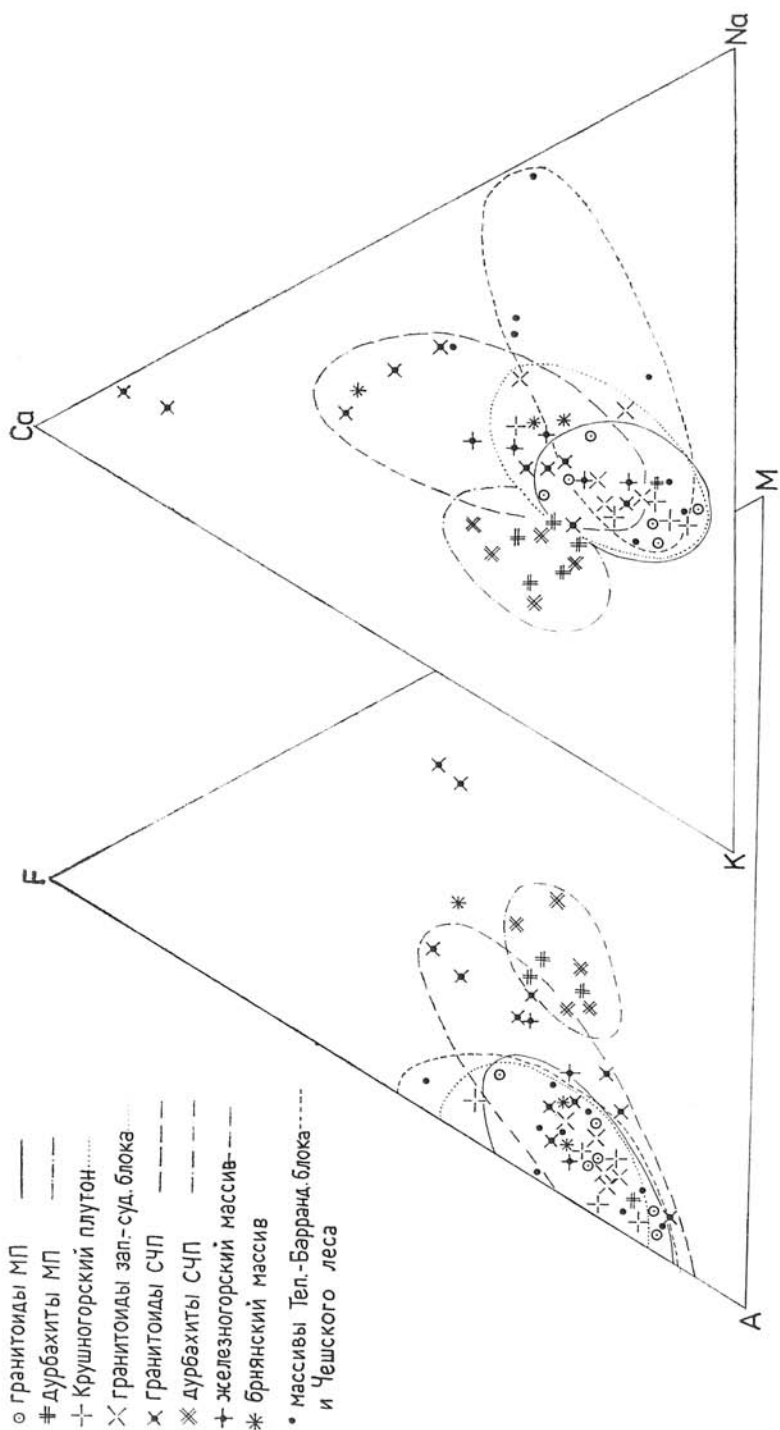


Рис. 6. Те же гранитоиды как на рис. 4 составленные в петрохимические диаграммы (АФМ, К, Na, Ca). Характер мафитов можно определить по рис. 4. Список анализов приведен в таб. 2.

к из интрузий по В. Зоубку (1960) повышается от северозапада к юговостоку, по Я. Кломинскому, А. Дудку (1975) от юга к югозападу

Внешними формами (морфология тел) бывают гранитоидные тела главным образом послетектонические; внутреннее строение (насколько возможно было сделать сравнение тождественных структурных элементов) по К. Бенешу (1971) является синтетектоническое и в случаях дискордантных контактов. Из этого можно сделать следующее заключение о генезисе: такое совпадение структурных элементов гранитоидов и кровли можно у дискордантных контактов объяснить или теорией Дали «переплавления» (ассимиляций—гибридизаций) кровли или процессом гранитизации.

Гранитные массивы считаются орогенными. В. Зоубек (1960) выделил граниты синорогенные (главным образом доварисийские), серорогенные и посторогенные (главным образом вариские). Я. Кломинский, А. Дудек (с. л.) указывают на строение в виде поясов в рамках вариского орогена: массивы более основного характера в среднем поясе орогена, более кислые (эвтектические) на его краях. Н. А. Белаяевский, А. А. Борисов (1964) считают массивы типа среднечешского плутона доказательством того, что область Чешского массива представляет межгорье (срединный массив). Я. Бартошек и др. (1960) впервые указывают на присутствие кольцевых интрузий в Чешском массиве в связи с разломами североюжными.

Заключение

Формации выделены по разным признакам. Ведущим признаком для выделения магматических формаций во всяком случае надо принять отношение ассоциации пород к тектоническому строению области. В классификации формаций ставят некоторые авторы на передний план тектонические факторы (Ю. А. Кузнецов, 1964; М. А. Фаворская и др., 1974), другие авторы факторы петрографические или геологическо-петрогенетические (напр. В. С. Кузнецов, 1975, Е. К. Устьяев 1970 и др.).

В заключении этой статьи указано на возможные способы выделения формаций гранитоидов Чешского массива, два из первого (смотри 1.1, 1.2) и один из второго способа классификации (смотри 2).

1. В классификации основанной на тектонике отражается тектонический гипотез, который автор статьи поддерживает. Другая точка зрения у тех авторов, которые поддерживают геосинклинально-орогенное развитие земной коры перед ее блоковым строением. И наоборот иная классификация исходит из тектонического гипотеза, который предпочитает глубинные разломы и блоковое строение в развитии земной коры.

1.1. В классификации Ю. А. Кузнецова (1964) — единственной систематически разработанной классификацией магматических формаций — ведущим признаком принято отношение петрографических ассоциаций пород к мобильным или стабильным областям земной коры, основанной на понятии развития тектономагматического цикла от геосинклинали к орогену. Основное деление близкое тектонической классификации гранитов Э. Рагена (1966), до известной степени принимает понятие «серии пород» в англосакской литературе.

По классификации Кузнецова можно отличить в Чешском массиве сле

дующие ассоциации гранитоидов, которые вероятно представляют самостоятельные формации:

— плагиогранитная формация из группы геосинклинальных формаций мобильных зон (гранитоиды йиловской зоны, может быть и нератовицкой области в серии забржеской итп.).

— габбро-диорит-гранодиоритовая формация из группы орогенных, вулканогенных формаций (в среднечешском плутоне, железногорском массиве, жуловском и Брненском массивах). По мнению Я. Халоупского это одна формация докембрийского возраста, хотя считают первые два варисцийскими, последнюю доварисцийскую.

— габбро монзонит-сиенитовая формация из той же группы орогенных, вулканогенных формаций; к ней надо считать дурбахиты среднечешского и молданубского плутонов, вероятно и борского массива. По мнению Я. Халоупского они докембрийского возраста, по мнению других варисские.

— формация «батолитовых» гранитных пород (у них предполагается связь с гранитным слоем земной коры, сравни В. Зобек, 1960) из группы орогенных гранитов (сюда принадлежат крупные массивы в элевациях более кислого «нормального») состава из группы 2.1, 2.2, может быть также 1.2 и 1.3, т. е. субформаций варисцийского и доварисцийского возраста. Разделение пород затруднительно, именно доварисцийских. Оно требует более детальное исследование (геохимическое итп.), которое помогло бы определить, принадлежат ли они нескольким формациям;

— формации центральных, рифтовых интрузий из группы формаций стабильных областей (массивы штеновицкий, седмогорский в кладрубском массиве, чистецкий, флайский и др.), исследование мелких залежей этого типа до сих пор не окончено — к ним можно считать вероятно и некоторые тела в среднечешском плутоне (ржичанский гранит?, пожарский трондгеймит? и др.) и некоторые тела диоритов и габбро (Й. Тоника, 1975);

— для полноты, даже если это не касается гранитоидов, можно привести формации и фойдовых сиенитов связанных с карбонатами, по Кузнецову они представляют специфическую формацию стабильных областей с проявлением щелочных интрузий (в Чешском массиве считают формацию метасоматической, Л. Копецкий и др. 1970).

Таким же способом можно рассматривать и специфическую формацию «ранней стадии развития старых платформ» (мигматитовую, гранулитовую, как и чарнокитовую у некоторых ортопироксеновых дурбахитов близких гранулитам или с ними связанным породам), но этот вопрос не входит в тему настоящей статьи.

1.2. М. А. Фаворская (1974) различает две тектонические формации магматических пород на основании функции разломов; для разломов с преобладающей тектоникой растяжений и негативными движениями типична базальтовая формация, для разломов с преобладающей тектоникой сжатия с позитивными движениями наоборот гранитоидная формация. Особенно сложные формации возникают во время изменений функции разлома. О. Штёвичкова (1973) и М. А. Фаворская (1974) приводят, что предпосылкой таких исследований является не только анализ строения мегаблоков (у нас такое исследование проводилось в течение целого исторического развития нашей геологии), но и анализ функции глубинных разломов в геологическом прошлом и процессов «реактивации» от них зависящих. Такие

исследования у нас — а также и в СССР по данным М. А. Фаворской — еще в самом начале. М. Паливцова, Н. Щтёвичкова (1973) и другие подчеркивают значение позиции массивов по отношению к блокам. С этой точки зрения можно отличить блоковые (или интраблоковые) массивы и межблоковые (интерблоковые) массивы гранитоидов. Интраблоковым массивом, можно по наблюдениям Н. Щтёвичковой считать например массив карловарский. Массивы этого типа по автору являются продуктом гранитизации за счет привноса светлых компонентов. У интерблоковых массивов в Чешском массиве отличают два типа: а) «малые» кольцевые субвулканические интрузии, у нас связанные с северо-южными глубинными разломами и их вариантов (смотри в начале статьи), б) граничные массивы крупных линеаментов — сложные комплексы, которые возникают на границе мегаблоков разного состава; характерной ассоциацией является габбро-тоналит-гранодиоритовый ряд. Типичными интерблоковыми массивами мы считаем среднечешский и железногорский плутоны, далее брненский гранитный массив может быть и луицкий, борский и др.

Отличить массивы интерблоковые от интраблоковых не легко. Это зависит от размеров блоков, следов таких влияний, что в кристаллических мегаблоках могут быть разломы снова выполнены и первичная позиция тем стирается (напр. таборский массив).

На влияние разломной тектоники указал В. Зоубек (1960), главным образом на примере модданубского и среднечешского плутонов. По Зоубку у них батолитовый характер переход в гранитный слой, с более осовный характер среднечешского плутона, обусловлен глубинным влиянием среднечешского шва.

2. Геолого-петрогенетическое основание классификации магматических формаций основано на классификации магматических пород. На этом принципе делит В. С. Кузубный (1975) магматические формации на: а) плутоны, б) вулканические, с) вулканоплутонические. Последнюю группу описал и исследовал Е. К. Устьяев (1963). По тектономагматическим схемам нет у плутонизма и цулканизма взаимоотношений во времени и генезисе, Е. К. Устьяев (как и раньше напр. М. Валтон, 1955 и другие) указал именно на тесную связь вулканизма и плутонизма в орогенных поясах. М. Паливцова, Н. Щтёвичкова (1968) приводит два примера таких взаимоотношений в Чешском массиве: вулканические и субвулканические породы являются исходным материалом для образования гранитоидных пород (напр. тоналиты среднечешского и железногорского плутонов, некоторые «аплитовые граниты» среднечешского плутона, дурбахиты и др.) или наоборот гранитные породы могут быть источником анатексических вулканитов как например у субвулканических ринговых массивов или в вулканическо-плутонической формации крушногогорской области (граниты, кварцевые порфиры, сравни Э. Раеин, 1957) а также и у некоторых кислых членов железногорского и среднечешского плутонов. Разнообразный характер граничных плутонов находится под влиянием разного состава блоков или глубинных разломов, представляющие глубокие вулканотектонические линии служащие для лав, интрузий, их растворов, а также и энергии тепла.

Верхнепротерозойскую вулканоплутоническую ассоциацию с субвулканическими гранитоидами представляет йиловская зона.

В вариском среднечешском плутоне присутствуют кислые «аплитовые»

граниты, близкие палеодацитам. О вулканоплутонической формации Железных гор говорит Й. Вахтл (1972) и указывает на дальнейшие возможные случаи (1973).

В литературе было указано на ряд дальнейших точек зрения для выделения магматических формаций и формаций гранитоидов. Разные критерии для выделения магматических формаций были постановлены уже в резолюции новосибирской конференции 1955 и опубликованы в многих трудах и сборниках, в последнее время печатанных в СССР (напр. в годах 1974—75 Т. Д. Афанасьев и др., ред 1974 Москва, Е. П. ИЗОХ, ред 1975 Новосибирск; Д. С. Штейнберг, Н. С. Бородаев 1975) Свердловск; В. С. Кузбный 1975 Алма-Ата, карта магматических формаций, ВСЕГЕИ, 1972, Ленинград).

В заключении можно сказать, что формации можно выделить на основании какого угодно из ведущих признаков (обыкновенно наиболее четкого), но и дальнейшие признаки нельзя обойти находящиеся в формуляции термина. Целью формационного анализа является комплексное исследование по отношению к тектонической и стратиграфической позиции. Исследование петрографического и петрохимического характера ассоциации (новее и геохимического) нужным исходным этапом.

Перевод Л. Влечека

ЛИТЕРАТУРА

- АФАНАСЬЕВ, Г. Д. и кол. ред., 1974: Проблемы магматических формаций. Москва, изд. Наука, 197 с.
- ЕЕЛЯЕВСКИЙ, Н. А. — БОРИСОВ, А. А., 1964: Возможная роль основных интрузий в магматической активизации платформ и древних складчатых сооружений. Сбор. Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений, (Москва), с. 7—20.
- ИЗОХ, Е. П. ред., 1975: Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск, изд. Наука, Сибирское отд., 516 с.
- КУЗЕБНЫЙ, В. С., 1975: Магматические формации Юго-западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, Изд. Наука Казахской ССР, 342 с.
- КУЗНЕЦОВ, Ю. А., 1964: Главные типы магматических формаций. Москва, изд. Недра, 387 с.
- УСТИЕВ, Е. К., 1963: Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулканоплутонические формации. Изв. АН СССР, сер. геол. (Москва), 12, с. 3—30.
- УСТИЕВ, Е. К., 1970: Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. Изв. АН СССР, сер. геол. (Москва), 4, с. 47—68.
- ФАВОРСКАЯ, М. А., 1974: О тектонической основе классификации магматических формаций. Сбо. Проблемы магматических формаций, Москва, изд. Наука, ред. Г. Д. Афанасьев и др., с. 15—24.
- ХЕРАСКОВ, Н. П., 1952: Геологические формации (опыт определения). В сборнике: Тектоника и формации, избранные труды. Москва, изд. Наука, с. 12—32 Бюлл. Москва, об-ва испыт. природы, отд. геол. 27, № 5.
- ШТЕЙНБЕРГ, Д. С. — БОРОДИНА, Н. С. ред., 1975: Формационные и фациальные расчленение гранитоидов, Сборник: Труды Инст. геологии и геохимии АН СССР, Свердловск, Уралский научный центр. вып. 110, 203 с.
- ARAPOV, Ju. A. et al. 1965: Prognózní studie ČSSR na uran. — MS, archiv GR ČSÚP Příbram.
- BARTOŠEK, J. — CHLUPAČOVÁ, M. — ŠTOVIČKOVÁ, N. 1969: Petrogenesis and structural position of small granitoid intrusions in the aspect of petrophysical data. Sbor. geol. věd, (Praha), řada UG, 8, s. 37—68.
- BENEŠ, K. 1971: Flow and fracture fabrics and their relationship in some granitic bodies of the Bohemian massif. Krystalinikum (Praha), 8, s. 149—166.

- BERNARD, J. H. — KLOMINSKÝ, J. 1975: Geochronology of the Variscan plutonism and mineralization in the Bohemian Massif. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, (Praha), 50, 2, s. 71—81.
- DIDIER, J. 1973: Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. Amsterdam, Elsevier Publishers.
- DUDEK, A. — MELKOVÁ, J. 1975: Radiometric age determination in the crystalline basement of the Carpathian Foredeep and of the Moravian Flysch. *Věst. Úst. geol.*, (Praha), 50, s. 257—264.
- CHALOUPSKÝ, J. 1975: Notes on the age of granitoid rocks in the Bohemian massif. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, (Praha), 50, s. 317—320.
- KLOMINSKÝ, J. — DUDEK, A. 1975: Korelace plutonitů Českého masivu. MS, Praha, Archiv Ústř. Úst. geol., 34 s.
- KOPECKÝ, L. — DOBEŠ, M. — FIALA, F. — ŠTOVIČKOVÁ, N. 1970: Fenites of the Bohemian massif and the relations between fenitization, alkaline volcanism and deep fault tectonics. *Sborník geol. věd, řada G* (Praha), sv. 16, s. 51—112.
- MÁŠKA, M. — ZOUBEK, V. 1960: Variscan structural territorial units of the Czech massif and their development. In Buday, T. et al.: *Tectonic development of Czechoslovakia*, Praha, NČSAV, s. 25—80.
- PALIVCOVÁ, M. 1972: Modal variation of the rocks of tonalitic association („Slapy granite“ of the Central Bohemian Pluton). *Čas. min. geol.* (Praha), 17, 2, s. 129—146.
- PALIVCOVÁ, M. — ŠTOVIČKOVÁ, N., 1968: Volcanism and plutonism of the Bohemian Massif from the aspect of its segmented structure. *Krystalinikum* (Praha), 6, s. 169—199.
- RAGUIN, E., 1957: *Géologie du granite*. Paris, Masson and Co., 2nd ed., 275 p.
- RAGUIN, E., 1966: Sur la classification des granites et l'importance des granites de cratons. *C. R. Acad. Sc. (Paris)*, 262, série D, s. 333—336.
- SATTRAN, V. — KLOMINSKÝ, J., 1970: Petrometallogenic series of igneous rocks and endogenous ore deposits in the Czechoslovak part of the Bohemian Massif. *Sborník geol. věd*, (Praha), řada LG, 12, s. 65—154.
- ŠTOVIČKOVÁ, N., 1973: Hlubinná zlomová tektonika a její vztah k endogenním geologickým procesům. Praha, NČSAV, 198 s.
- TOMAS, J. 1971: Geologie a petrografie rozvadovského masivu v Západních Čechách. *Sborník geol. věd*, (Praha), řada G, 19, s. 99—123.
- TONIKA, J. 1975: The Mutěňín ferrodiorite ring intrusion, West Bohemia. *Krystalinikum*, (Praha), in print.
- VACHTL, J., 1932: Geologicko-petrografické poměry okolí Milína, jihovýchodně Příbrami. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, (Praha), 8, s. 225—233.
- VACHTL, J., 1972: Subvulkanity hlinecké zóny v jv. části Železných hor. *Čas. min. geol.*, (Praha), 17, s. 247—255.
- VACHTL, J., 1973: K problematice vulkanoplutonických formací. *Sborník referátů ze Symposia Výzkum hlubinné geologické stavby ČSSR, 1973*, (Brno), Geofyzika n. o. Brno, s. 147—256.
- VEJNAR, Z., 1971: Trioctahedral micas of West Bohemian pluton and their petrogenetic significance. *Krystalinikum*, (Praha), 7, s. 149—166.
- WALTON, M., 1955: The emplacement of „granite“. *Am. J. Sc.*, (New Haven), 253, p. 1—181.
- ZOUBEK, V., 1960: The variscan granitoid magmatism of the Czech Massif. In Buday T. et al.: *Tectonic development of Czechoslovakia. Collected Papers*. NČSAV Praha, 94—102.

Рукопись получена 30 июня 1977 г.

Рецензия Л. КАМЕНИЦКОГО

Таб. 1. Продолжение

	22a	22b	23a	23b	23c	23d	24a	24b	24c	25	26	27	28b
px	—	—	—	—	14,7	—	—	—	—	—	—	—	—
amf	0,4	1,6	21,1	4,7	50,2	47,4	1,0	—	—	—	—	1,8	—
bi	12,9	14,3	10,9	15,0	—	—	12,0	27,3	16,4	4,5	7,5	3,7	12,0
musk	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	0,2	—	—
plag	42,3	40,8	51,3	53,3	31,5	44,7	32,0	38,5	39,4	35,3	52,8	21,6	44,0
Kf	19,0	22,4	1,3	—	1,1	—	32,0	19,8	10,9	33,5	7,4	33,0	17,0
qz	23,9	18,9	13,9	25,1	1,4	4,1	22,0	13,4	31,6	26,4	31,3	39,6	26,0
акц. мин.	1,5	2,0	1,5	0,9	1,1	3,8	—	1,0	1,4	0,3	0,7	0,3	1,0
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,0	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0
	29	35a	35b	37	38a	38b	39a	39b	43a	43b			
px	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
amf	—	—	0,3	4,3	6,0	—	—	—	—	10,0	—	—	—
bi	10,1	12,8	7,3	4,6	8,0	1,0	5,3	2,5	2,5	4,5	—	—	—
musk	—	—	—	—	—	—	—	5,9	8,2	18,8	—	—	—
plag	21,4	31,2	58,6	58,1	57,0	27,0	24,7	29,6	39,0	19,2	—	—	—
Kf	39,2	25,6	7,8	11,3	7,0	36,0	43,5	26,4	14,5	26,2	—	—	—
qz	26,9	30,4	24,9	20,4	21,0	36,0	26,3	35,4	35,7	19,7	—	—	—
акц. мин.	2,4	0,8	1,1	1,3	1,0	—	0,2	0,2	0,1	1,3	—	—	—
	100,0	100,8	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,7			

Таблица 2. Примеры химического состава главных типов гранитоидов Чешского массива (номера анализов отвечают номерам массивов на рис. № 1).

	1	2	3a	3b	3c	4	8a	8b	9	10a	10b	13a	13b	14a	14b
SiO ₂	73,62	69,95	70,78	63,39	68,15	74,45	59,50	64,21	58,56	55,42	73,80	67,66	71,40	69,79	74,53
TiO ₂	0,18	0,50	0,31	0,80	0,52	0,25	0,88	0,55	0,90	1,34	0,12	0,33	0,19	0,71	0,11
Al ₂ O ₃	14,05	14,78	14,93	15,61	15,76	13,11	13,50	15,65	14,25	15,19	14,32	15,07	14,54	14,22	12,93
Fe ₂ O ₃	0,33	0,71	0,57	0,87	1,07	0,25	1,19	0,37	1,73	1,13	1,05	1,22	0,52	0,43	0,65
FeO	1,08	2,10	1,65	4,88	1,75	1,05	3,81	3,08	4,37	6,16	0,67	1,93	1,24	2,10	1,54
MnO	0,02	—	0,02	0,12	0,04	0,11	0,11	0,02	0,08	0,13	0,02	0,06	0,02	0,10	0,02
MgO	0,40	0,73	0,73	1,44	1,23	0,21	5,20	1,24	5,08	5,24	0,41	0,80	0,25	0,90	0,11
CaO	1,03	0,02	1,98	3,10	2,43	3,05	3,31	3,79	4,04	4,04	1,05	1,90	0,63	1,30	0,83
Na ₂ O	3,24	3,12	3,84	3,38	3,62	3,62	2,90	3,38	2,69	2,40	3,41	3,55	3,66	3,94	3,10
K ₂ O	5,15	5,36	3,73	5,05	4,68	5,20	7,12	6,00	5,75	7,55	4,55	5,53	5,77	5,60	4,80
P ₂ O ₅	0,30	0,29	0,11	0,32	0,05	0,30	0,76	0,40	0,78	0,64	0,07	0,28	0,33	0,26	0,26
H ₂ O+	0,34	1,02	0,78	1,14	0,72	0,68	1,62	1,19	0,73	0,62	0,99	1,04	1,04	0,60	0,43
H ₂ O-	0,53	0,09	0,04	0,13	0,17	0,11	0,03	0,11	0,10	0,07	0,11	1,04	1,04	0,24	0,24
	100,28	99,67	99,46	100,23	100,19	99,87	99,80	98,63	99,02	100,21	99,37	99,97	99,59	100,19	99,55
	15	15a	16b	16c	17	19	20a	20b	20c	21a	21b	22a	22b	23a	23b
SiO ₂	68,21	70,88	68,80	74,41	72,69	71,16	57,58	64,17	60,12	59,91	56,86	67,93	61,73	57,13	63,71
TiO ₂	0,35	0,33	0,42	0,20	0,24	0,25	0,72	0,78	1,10	0,86	0,85	0,47	0,97	0,58	0,54
Al ₂ O ₃	13,89	15,32	14,80	13,08	13,62	15,19	13,94	13,30	14,70	13,85	14,12	15,59	15,95	17,38	15,46
Fe ₂ O ₃	3,81	0,43	0,56	0,41	0,55	0,67	3,30	1,27	1,20	0,75	1,47	1,47	1,23	2,41	1,63
FeO	1,16	1,73	2,73	1,66	1,63	1,55	4,24	2,95	3,80	4,36	4,57	1,50	4,13	5,28	4,24
MnO	—	—	0,03	—	0,06	0,01	0,10	0,07	0,09	0,09	0,12	0,06	0,09	0,16	0,14
MgO	0,54	0,94	1,13	0,41	0,54	0,62	6,22	4,22	4,14	5,84	7,28	1,67	3,54	3,18	2,52
CaO	2,90	2,91	1,91	1,08	1,68	1,55	3,98	2,68	3,60	3,72	4,50	2,83	3,20	7,00	5,18
Na ₂ O	3,38	4,02	3,38	3,25	3,15	4,50	2,14	2,64	3,12	2,04	2,48	3,36	3,36	3,03	3,53
K ₂ O	3,08	2,62	4,36	4,52	4,65	3,74	5,57	6,28	6,28	7,43	5,15	4,24	4,12	2,46	1,84
P ₂ O ₅	0,80	0,01	0,13	0,19	0,12	0,12	0,87	0,72	0,63	0,67	0,85	0,19	0,29	0,20	0,35
H ₂ O+	—	—	0,74	0,86	0,58	0,62	1,14	0,87	0,95	0,17	1,36	0,56	0,81	0,96	0,84
H ₂ O-	1,30	1,08	0,24	—	0,02	0,13	0,23	0,02	0,13	0,15	0,39	0,10	0,09	0,14	0,21
	99,75	100,53	99,24	100,07	99,53	100,15	100,03	99,95	99,86	99,84	100,00	99,99	99,91	99,90	100,18

Таб. 2. Продолжение

	23c	23d	24a	24b	24c	25	26	27	28a	28b	29	30	31	32	33
SiO ₂	48,93	51,81	64,75	62,08	69,00	71,63	71,14	69,71	64,81	65,98	71,65	74,01	52,79	75,36	70,32
TiO ₂	1,08	0,20	0,27	0,57	0,43	0,23	0,30	0,23	0,55	0,40	0,27	0,20	2,34	0,23	—
Al ₂ O ₃	14,94	16,06	17,35	15,45	15,75	14,43	14,58	15,17	15,31	16,75	16,18	12,75	16,06	12,34	15,30
Fe ₂ O ₃	3,15	2,81	0,11	1,81	1,00	0,52	0,65	1,83	1,73	0,99	1,27	2,14	2,53	1,57	1,10
FeO	5,63	5,19	2,87	4,00	1,93	0,78	1,94	1,31	2,98	2,56	1,00	0,73	5,45	1,14	1,93
MnO	0,12	0,17	0,05	0,05	0,05	0,03	0,05	0,08	0,08	0,02	0,03	0,05	0,04	0,09	0,26
MgO	8,48	7,14	2,46	2,95	1,24	0,46	0,83	0,56	2,54	1,92	0,41	0,48	4,98	0,63	1,06
CaO	13,08	13,10	2,47	2,40	2,33	1,61	3,98	3,19	4,16	3,01	1,61	1,35	6,48	2,10	2,68
Na ₂ O	1,93	1,60	2,94	2,89	3,32	3,71	3,80	3,35	3,36	4,09	2,59	3,46	3,38	3,44	3,58
K ₂ O	1,08	0,25	5,86	5,20	3,78	5,45	1,98	3,64	3,53	3,85	3,36	4,49	2,12	3,04	3,25
P ₂ O ₅	0,33	0,05	0,30	0,40	0,18	0,19	0,30	0,22	0,16	0,14	0,06	0,05	0,22	0,08	0,26
H ₂ O+	0,82	1,30	0,32	0,32	0,71	0,32	0,50	0,58	0,53	0,47	0,69	0,50	3,25	0,76	0,55
H ₂ O-	0,25	0,17	0,09	0,09	0,14	0,37	0,14	0,23	0,10	0,11	0,00	0,12	0,40	0,17	
	99,83	99,86	99,91	99,24	99,86	99,73	99,89	100,06	99,84	99,79	99,41	100,34	100,04	100,95	100,23
	36a	36b	36c	38a	38b	39a	39b	42a	42b						
SiO ₂	73,85	67,68	67,02	61,14	74,23	71,43	72,21	73,32	63,22						
TiO ₂	0,15	0,50	0,45	0,85	0,32	0,26	1,14	0,10	0,28						
Al ₂ O ₃	14,65	16,80	16,22	16,35	13,13	13,68	13,13	14,05	19,54						
Fe ₂ O ₃	0,10	0,85	1,58	1,86	0,67	0,88	1,12	0,43	0,84						
FeO	1,73	2,34	2,03	4,89	1,15	2,40	0,74	0,75	2,41						
MnO	0,03	0,05	0,06	0,10	—	0,05	0,13	0,01	0,04						
MgO	0,18	0,02	1,43	0,44	0,40	0,60	0,64	0,24	1,45						
CaO	0,88	3,37	3,35	4,99	1,83	2,31	1,34	0,56	1,42						
Na ₂ O	3,60	5,19	4,97	4,82	4,18	3,52	5,53	3,32	3,08						
K ₂ O	4,49	2,06	2,22	2,22	0,18	3,30	3,83	5,02	5,64						
P ₂ O ₅	0,08	0,27	0,21	0,22	0,43	0,11	0,33	0,26	0,20						
H ₂ O+	0,36	0,24	0,30	1,19	0,02	0,72	0,56	0,91	1,33						
H ₂ O-	0,11	0,05	0,08	0,31	0,18	0,12	0,09	0,05	0,04						
	100,21	100,30	100,32	99,38	95,72	99,39	99,79	99,32	99,48						

Список минералогических и химических анализов
(к таблицам 1. и 2.)

Первые данные касаются модалного состава, вторые химических анализов.

Примечание: Большинство анализов было перенято из Объяснений к геологической карте ЧССР 1:200 000, а также из Систематической петрографии изверженных пород В. Гейтмана (1957); анализы пород Среднечешского плутона — из архивов Геологического института ЧСАН Прага. Классификация по А. Штрекайзену (ИУГС); только у тех химических анализов, у которых нет модалного анализа, были названия переняты из литературы.

1. Двуслюдяный гранит (мракотинский-ейсгарнский). Центральный молданубский массив, Мракотин. А. Дудек, (1954) — (в А. Дудек и др., 1962, с. 43); хим. анализ Я. Коутек (1925), аналитик В. Веселы.
2. Двуслюдяный гранит (липницкий-ейсгарнский). Центральный молданубский массив Липнице М. Сук (1968) — (в М. Паливцова и др., 1968, с. 31), хим. анализ там же, анализ лабораторий УУГ, Прага.
 - 3а. Биотитовый гранодиорит (фрейштадский). Новоградский массив, Рейта. А. Дудек (в В. Чех и кол., 1962, с. 105); хим. анализ там же, с. 104, аналитик М. Гука, З. Вальный, А. Завржелова (1959).
 - 3б. Порфиновый биотитовый гранит (вейнсберский). Новоградский массив, Леополдов. А. Дудек (в В. Чех и кол., 1962, с. 104); хим. анализ Бенешов над р. Черна, там же, аналитик В. Йелинек (1958).
 - 3с. Биотитовый монцогранит (шеветинский). Небольшие обнажения в южной части молданубикума. Витин. А. Дудек (в Чех и кол., 1962, с. 106); хим. анализ там же с. 110, аналитик М. Гука.
 4. Биотитовый монцогранит (ейсгранский). Липенский массив, Лоучовице. А. Дудек (в В. Чех, 1962, с. 108), хим. анализ там же, с. 110, аналитик М. Гука.
 5. Двуслюдяный гранит (ейсгранский, крупнозернистый). Плешский массив, Плехи. А. Дудек (в О. Кодым и кол., 1961, с. 95).
 6. Двуслюдяный гранит (ейсгранский, тип Срни). Выдерский массив, с. Выдра у Срни. А. Дудек (в О. Кодым и др., 1961, с. 93).
 7. Порфиновый биотитовый гранит (вейнсберский). Прашилский массив, Озерный Поток. А. Дудек (в О. Кодым и др., 1961, с. 92).
 - 8а. Порфиновый роогообманково-биотитовый сиенит (дурбахит). Тржебичский массив Хим. анал. Радньовице у гор. Нове Место на Мораве (в Й. Свобода и кол., 1962, с. 102), анализ лаб. УУГ Прага 1957.
 - 8б. Порфиновый биотитовый гранодиорит (светлый дурбахит). Тржебичский массив. с. Брбов. Хим. анал. в Я. Крупичка (1968), с. 32, аналитик Ферьянчик.
 9. Пироксен-биотитовый кварцевый монзонит (йиглавский). Йиглавский массив, с. Косов. М. Фишера (в Я. Тоника, 1970, с. 112); хим. анал. там же, с. 114, анализ лаб. УУГ Прага.
 - 10а. Биотито-пироксеновый кварцевый меласиенит (темный дурбахит). Мегельницкий массив, с. Мьшценец. В. Гейтман, 1949; хим. анал. роогообманково-биотитового сиенита, Свинетице; там же, с. 239.
 - 10б. Двуслюдяный гранит (писецкий). Мегельницкое местонахождение, с. Семице. Мол. анал. М. Кнотек. хим. лаб. ГЛУ ЧСАВ Прага под руководством Ф. Халуши.
 12. Роогообманково-биотитовый кварцевый монзонит (растенберский тип, дурбахит). Волярский (желнавский) массив, с. Стожец. А. Дудек (в О. Кодым и кол., 1961, с. 91).
 - 13а. Порфиновый биотитовый гранит (смрчинский); модалный анализ касается только главной массы гранита (средняя трёх анализов). Смрчинский массив. З. Вейнар (1960) с. 234. Хим. анал. целой породы Газлов-Лоба там же, с. 257, аналитик Кучерова, Завржелова.
 - 13б. Двуслюдяный гранит (смрчинский — средняя из 3 анализов). Смрчинский массив. З. Вейнар (1960), с. 236; хим. анал. Газлов, там же, с. 257, аналитик Д. Кучерова. А. Завржелова.
 - 14а. Порфиновый биотитовый гранодиорит («горный гранит»). Карловарский массив. Карловы Вары-Бржезова. Хим. анал. в М. Паливцова и кол. (1968), аналитик Ф. Халуш.
 - 14б. Двуслюдяный автометаморфизованный гранит («рудогорский»). Карловарский массив, с. Пржебуз. В. Шквор (1958) — (в В. Зоубек и кол., 1963, с. 131); хим. анал.

- Карловы Вары-Бржезова, в Паливцова и кол. (1968), с. 10, аналитик Ф. Халуш.
15. Биотитовый гранит (флайский). Флайский массивок точное место неизвестно. Э. Фрич 1928 (в В. Саттран, 1959, с. 81); хим. анализ там же, с. 90, аналитик Э. Фрич.
- 16а. Биотитовый гранодиорит (лужицкий-завидовский). Лужицкий массив. Кочади поток. Я. Халоупский (1962) — (в К. Домечка, 1970, с. 176). Хим. анализ. Рожаны (в Б. Гейтман, 1957, с. 82, аналитик М. Соммер).
- 16с. Биотит-мусковитовый гранит (румбуркский). Лужицкий массив, с. Полдовка. К. Домейка (1970), с. 174; хим. анализ из м. Румбурк в Б. Гейтман (1957), с. 33, аналитик М. Соммер (1915).
17. Порфировый биотитовый гранит (либерецкий). Крконошко-Йзерский массив, с. Гейнице (макроскопический анализ модальный из полированного шлифа). Й. Свобода (1956) — (в Й. Свобода, Я. Халоупский, 1961, с. 48); хим. анализ. Рупрехтице, в Й. Кломинский (1969), с. 46, анализ лаб. УУГ, Прага.
19. Биотитовый гранодиорит («литичский гранит») Литице; хим. анализ. Я. Кашпарова (1927), аналитик В. Веселы.
- 20а. Рогообманково-биотитовый кварцевый меламонит (дурбахит) от м. Чертово Бржемено (темный тип). Среднечешский плутон, с. Носетин. Как у обр. 10b.
- 20b. Рогообманково-биотитовый гранит (дурбахит) от м. Чертово Бржемено, нормальный тип. Среднечешский плутон, с. Венеце. Как у обр. 10b).
- 20с. Биотитовый (\pm роговая обманка) гранит (седланский); Среднечешский плутон, с. Высокий Хлумец. Как у обр. 10b.
- 21а. Биотит-пироксеновый кварцевый сиенит (таборский). Среднечешский плутон. Г. Табор. Как у обр. 10b.
- 21b. Амфибол-биотитовый кварцевый меласиенит (Таборский), среднечешский плутон, с. Мезиржичи. Как у обр. 10b.
- 22а. Биотитовый (\pm роговая обманка) гранодиорит (блатенский). Среднечешский плутон, с. Блатна. Как у обр. 10b.
- 22b. Биотитовый гранит (с роговой обманкой), (червский). Среднечешский плутон, с. Тужице. Как у обр. 10b.
- 23а. Биотит-рогообманковый тоналит (сазавский). Среднечешский плутон, с. Мрач. Как у обр. 10b.
- 23b. Рогообманково-биотитовый тоналит (сазавский). Среднечешский плутон, с. Пожары. Как у обр. 10b.
- 23с. Пироксен-рогообманковое габбро (пецерадский массив основных пород). Среднечешский плутон, с. Пецералы. Как у обр. 10b.
- 23d. Рогообманково-кварцевое габбро (тодицкий массив основных пород). Среднечешский плутон, с. В. Поповице. Как у обр. 10b.
- 24а. Биотитовый гранит (бенешовский). Среднечешский плутон, с. Длоуге Поле. В. Штейнокер (1959), с. 523.
- 24b. Биотит-кварцевый монцодиорит (бенешовский). Среднечешский плутон, с. Билковице. В. Жежудкова (1971), с. 54.
- 24с. Биотитовый (\pm мусковит) гранодиорит (мрачский). Среднечешский плутон, с. Мрач. Как у обр. 10b.
25. Биотитовый гранит (ржичанский). Среднечешский плутон, с. Доубек. Как у обр. 10b.
26. Биотитовый тоналит (трондгеймит-пожарский). Среднечешский плутон, с. Просечнице (лес Пожары). Как у обр. 10b.
27. Биотитовый гранит с роговой обманкой (краевой). Среднечешский плутон, с. Радешнице. Как у обр. 20а.
- 28а. Амфибол-биотитовый гранодиорит (скутецкий). Железногорский массив, Горка у г. Скутеч. Г. Вавржинова (1946) — (в Б. Гейтман, 1957, с. 95).
- 28b. Биотитовый гранодиорит (насавацкий, тип Срни). Железногорский массив, с. Срни. Я. Шинделарж (1952) — (в К. Бенеш и кол. 1963, с. 102); хим. анализ там же, аналитик Я. Шинделарж.
29. Биотитовый гранит (жумберецкий). Железногорский массив, г. Жумберк. Я. Водичка (1948) — (в К. Бенеш и кол., 1963, с. 102); хим. анализ там же, с. 100.
30. Биотитовый гранит (хвалетицкий) Хвалетицкий массивок; хим. анализ. Я. Кашпарова (1931) — (в Б. Гейтман, 1957, с. 33).
31. Амфибол-биотитовый гранодиорит (бланенский), Брненский массив, г. Бланско. Хим. анализ. Й. Штелцл и кол. (1974), с. 14.
32. Биотитовый гранодиорит (олбрамовицкий). Брненский массив, г. Олбрамовице. Хим. анализ. Й. Штелцл и кол. (1974), с. 31.

33. Биотитовый гранодиорит (жуловский, центральный). Жуловский массив, с. Жулова. Хим. анализ в Б. Гейтман (1957), с. 33, анализ П. Шафр.

36а. Биотитовый гранит (тисский). Чистецко-есеницкий массив, с. Тис. А. Орлов (1930) — (в В. Зоубек, В. Шквор 1963, с. 65); хим. анализ в Б. Гейтман (1957), с. 33, анализ А. Орлов (1933).

37. Амфибол-биотитовый гранодиорит (штеновицкий). Штеновицкий массив, с. Штеновице. Я. Кломинский (1965), с. 79, хим. анализ А. Орлов (1934) — (в Б. Гейтман 1957), с. 95.

38а. Амфибол-биотитовый ганоидиорит (-тоналит) (мерклинский). Стодский массив, с. Градец. В. Штейнокер (в Л. Чепек, В. Зоубек 1961, с. 102); хим. анализ З. Мерклин, З. Вейнар (1967), с. 89, анализ лаб. УУГ Прага.

39а. Порфиновый биотитовый гранит (кладрубский). Кладрубский массив, Писечны врх. А. Дудек (1965) в (З. Вейнар, В. Зоубек 1962, с. 65); хим. анализ С. Телице, З. Вейнар (1967), с. 88.

39б. Биотит-мусковитовый гранит (седмигорский). Кладрубский массив, с. Миржков. А. Дудек (1956) — (в З. Вейнар, В. Зоубек, 1962, с. 65); хим. анализ также, анализ Я. Смола.

43а. Двуслюдяный лейкогранит. Розвадовский массив, лесничество Рандеву, Томас (1971), с. 102; хим. анализ также, с. 107.

43б. Кордиерит-мусковитовый мелагранит. Розвадовский массив, Коллерова Гуть. Томас (1971), с. 104, хим. анализ также, с. 107.