

АНАТОЛИЙ ГЕОРГИЕВИЧ ГУРБАНОВ* — БОГУСЛАВ ЦАМБЕЛ** —
ЮРАГ МАЦЕК**

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВАРИСЦИЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

(Рис. 15, табл. 3)

Резюме: В работе авторы сравнивают варисцийские интрузивные породы Большого Кавказа и Западных Карпат. Сравнение касается геологического строения и некоторых петрологических и геохимических данных. Сопоставляются группы пород, классифицированные согласно модальной классификации IUGS (1973) и нормативному пересчету Милке и Винклера (1979). Далее аналогичные группы сравниваются по величинам F-A-M, Or-Ab-An, Q-Or-Ab, по I/S классификации Чепелла и Уайта (1974) и отношению $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$. Эти пересчеты выявили много различий, но в то же время и ряд общих эволюционных и генетических признаков, хотя оба региона представляют орогенные области, значительно отдаленные друг от друга.

Abstract: The authors compare Variscan intrusive granitoid rocks of the Great Caucasus and the West Carpathians. The comparison concerns geological structure and some petrological and geochemical data. The types of rocks classified according to the IUGS modal classification (1973) and according to Mielke — Wienkier's normative recalculation (1979) are compared. Analogical groups are further compared according to F-A-M, Or-Ab-An, Q-Or-Ab values, according to Chappell — White's I/S classification (1974) and $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ relation. These investigations have pointed out many differences, but also some evolutionary and genetic features, though the both regions represent orogenic areas considerably far from each other.

Введение

Авторы статьи поставили перед собой задачу — провести на основании петрохимических и радиологических данных корреляцию позднеорогенных варисцийских гранитоидов, обнажающихся в кристаллических ядрах Карпато-Балканской и Кавказской подвижных областей.

Западные Карпаты и Большой Кавказ являются составными частями альпийского подвижного (орогенного) пояса. В обоих районах варисцийские гранитоиды слагают интрузивные тела среди кристалликума, вместе с которым они претерпели тектонические деформации во время становления альпийского орогена, причем в Западных Карпатах эти деформации были более интенсивными.

Изучение эволюции магматизма в пределах современного Карпато-Крымско-Кавказского складчатого пояса позволило (Афанасьев и др., 1968, 1971) сделать вывод о том, что в пределах Большого Кавказа геосинклинальный режим существовал, возможно, с верхнего докембрия, с постепенной миграцией в пространстве и во времени эвгеосинклинальных прогибов (трогов) и активи-

* Д-р А. Г. Гурбанов, ИГЕМ АН СССР, Старомонетный пер. 35, 109017 Москва.

** Академик Б. Цамбел, д-р Ю. Мацек, к. н., Геологический институт САН, Дубравска цеста 9, 814 73 Братислава.

зацией магматизма с севера на юг от периферийной части Восточно-Европейской платформы к молодым альпийским эвгеосинклинальным прогибам Южного склона и Закавказья. Это обуславливалось, скорее всего, взаимодействием Евразийской и Аравийской плит. В результате такой эволюции геосинклинального режима в пределах Большого Кавказа выделен ряд структурно-формационных зон субширотного простирания, развивавшихся в течение всего фанерозоя и характеризовавшихся наличием специфического магматизма, отражающего те геодинамические условия, в которых находились в данный отрезок геологического времени рассматриваемые зоны. Структурно-формационные зоны обычно отделены друг от друга системами сближенных субпараллельных долгоживущих разломов запад-северозападного простирания и глубинного заложения. Значительную роль в формировании современного тектонического облика Большого Кавказа играли также субмеридиональные и меридиональные ослабленные зоны глубинного заложения, которые в сочетании с разломами субширотного простирания и обусловили его блоковое строение (Гурбанов — Зембатов, 1978).

В истории развития магматизма Большого Кавказа выявлен ряд эпох гранитообразования (Афанасьев и др., 1971; Борсук, 1979) от ордовика (450 млн. лет) до плиоцен—антропогена (5,5 — 0,8 млн. лет) включительно. В процессе эволюции магматизма Западных Карпат выделяются несколько фаз гранитообразования (Цамбел и др., 1979), начиная от верхнего девона (380 млн. лет по циркону из гранодиоритов типа Сигла) до перми (260 млн. лет), а по данным Кантора и Рыбара (1979), Ковача и др. (1979) и до верхней юры—мела (140—90 млн. лет для гемеридных гранитов). Но необходимо сказать, что одно определение модельного возраста гранитоидов типа Сигла не дает нам основания считать что этот тип гранитоидов отличается по возрасту от других гранитоидов Западных Карпат. Подобным образом и определение возраста гемеридных гранитов как пермских, с одной стороны, и как юрско-меловых — с другой, будет проверено вновь. Этот разброс в оценке возраста связан с применением разных геохронологических методов, а также с возможностью неоднозначной интерпретации полученных данных. Поэтому правильнее будет считать гранодиорит типа Сигла аналогичным по возрасту другим гибридным гранитоидам Западных Карпат.

Для целей петрохимической корреляции мы выбрали на первом этапе только варисийские (позднеорогенные) гранитоиды, являющиеся в рассматриваемых районах наиболее распространенными и хорошо петрологически изученными. Поздневарисийский возраст этих гранитоидов в значительной мере обосновывается радиогеохимическими исследованиями, проведенными, в основном, калий-аргоновым в меньшей мере рубидий-стронциевым и уран-ториевым методами, а также и геологическими данными.

Для Большого Кавказа поздневарисийский возраст позднеорогенных гранитоидов в зоне Главного хребта до сих пор является дискуссионным. Так, некоторые исследователи (Михеев и др., 1975) считают их до среднекарбонными, но большинство геологов (Афанасьев, 1968, 1971; Надарейшвили, 1963; Демкин — Кропачев, 1965) по ряду данных относят время их образования к верхнему палеозою (после нижнего карбона). Пока у представителей этих двух различных точек зрения не имеется достаточно корректных геологических или других данных для окончательного решения вопроса о том,

являются ли все граниты продуктом регионального метаморфизма (досреднекарбоновый возраст) или же существовала гранитоидная магма, которая внедрялась после регионального метаморфизма в уже сформированный варисцийский или более древний кристаллинизм.

Для удобства петрографического и петрохимического сопоставления варисцийских посткладчатых гранитоидов, развитых в рассматриваемых регионах, мы выделили среди них следующие, аналогичные по минеральному составу петрографические типы (по схеме принятой Цамбелом и др., 1982, для района Западных Карпат): 1. тоналиты (биотитовые, биотит-амфиболовые), 2. биотитовые гранодиориты (иногда амфиболсодержащие), 3. биотитовые и двуслюдяные (в этой группе могут присутствовать лейкогранодиориты) граниты, 4. лейкократовые граниты, аляскиты и аплиты. Выделенные в этом ряду тоналиты встречаются только в Западных Карпатах, но на Большом Кавказе отсутствуют.

Геологическое положение и петрографическая характеристика главных петрографических типов варисцийских гранитоидов

Большой Кавказ

При тектоническом районировании Большого Кавказа выделяются следующие субширотные структурно-формационные зоны (с севера на юг): Бечасынская, Передового и Главного хребтов и Южного склона. Поздневарисцийские граниты известны в Бечасынской зоне, где ими сложен ряд мелких массивов, и в зоне Главного хребта, где они развиты наиболее широко. В зоне Главного хребта мы выделяем, по геологическим и петрографическим данным, две разноглубинные двуполовошпатовые гранитоидные формации.

Первая, малоглубинная, представлена складчатыми (досреднекарбовыми) гранитоидами лейкократового облика (количество фемических минералов не превышает 3 — 5 %) с обязательной план-параллельной ориентировкой слагающих их минералов. Эта их текстурная особенность обусловлена днастрофизмом, сопровождающим процесс регионального метаморфизма, завершившегося к среднему карбону (Баранов, 1968). Среди этих гранитоидов выделяются по минеральному составу следующие разновидности: биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые, аляскитовые, аплитовые и пегматондные, связанные между собой постепенными переходами, часто в пределах одного тела. Эти гранитоиды обычно слагают маломощные (от 0,5 до 20 м) тела, залегающие согласно со смятыми в складки гнейсами и мигматитами и являющиеся, скорее всего анатектическими выплавками, образовавшимися при региональном метаморфизме в варисцийское или более древнее время. Для этих гранитоидов характерны следующие особенности минерального состава: округлые зерна цирконов, апатитов и сфенов; резко волнистое погасание кварца; частое наличие граната и мелкоигльчатого силлиманита; зерна плагиоклазов обычно серицитизированы и не имеют зонального строения, а двойниковые швы часто деформированы; калиплатровые полевые шпаты обладают четко выраженным решетчатым полисинтетическим двойникованием и его количество во всех вышеуказанных минеральных разновидностях гранитоидов примерно одинаково.

Во вторую, более глубинную, гранитоидную формацию выделены гранитоиды Главного хребта в понимании Афацисьева (1968), слагающие сложнопостро-

енные батолитовые массивы. Для этих гранитоидов характерна только массивная текстура, они имеют активные контакты с вмещающим их кристаллиническим и являются, по нашему мнению, позднепалеозойскими и позднеорогенными. Среди гранитоидов этой формации выделяются разновидности, аналогичные по минеральному составу гранитоидам первой (соскладчатой) формации, но отличающихся от них кроме текстурных признаков, значительно большим содержанием фемических минералов и рядом особенностей минерального состава. Так для них характерны: правильные кристаллографические очертания зерен цирконов, апатитов, сфенов; отсутствие силлиманита; ровное погасание кварца; зерна плагиоклазов имеют зональное строение и наблюдается поокисление их состава от первой (An_{30-40}) к последней (An_{8-12}) фазам; микроклин обладает слабо выраженным решетчатым полисинтетическим двойникованием, а его количество увеличивается от первой (10—20 %) к последней (40 %) фазам. Ниже приводится описание только поздневарисийских позднеорогенных гранитоидов, обнажающихся в зоне Главного хребта.

В пределах Большого Кавказа варисская геосинклиналь замыкается к концу нижнего карбона, а накопившиеся к этому времени осадки претерпевают региональный метаморфизм, одновременный с сопровождающим его диастрофизмом, в условиях от зеленосланцевой до верхов амфиболитовой фации.

Начиная со среднего карбона, в зонах Передового и Главного хребтов наступает орогенный режим, который заканчивается в пермское время. В этот период зона Главного хребта испытывала воздымание, а в расположенной к северу от нее зоне Передового хребта, в межгорных прогибах, начиная со среднего карбона и по пермь включительно происходило накопление красноцветных терригенно-вулканогенных молассовых образований.

Субстрат зоны Главного хребта, ко времени внедрения поздневарисийских гранитов был представлен метаморфическими образованиями докембрийского возраста (Афанасьев, 1968; Снежко, 1968).

При внедрении гранитных расплавов оказан во вмещающие метаморфические породы контактовое воздействие, проявившееся в возникновении вокруг гранитных массивов обширных ореолов контактово-измененных пород с новообразованными гранатом, андалузитом и силлиманитом (Баранов, 1968; Надарейшвили, 1959). Ширина ореола измененных пород варьирует в пределах от нескольких метров до многих сотен метров и зависит от размера интрузий, угла наклона их контакта и, конечно, от степени метаморфизма вмещающих пород. В непосредственной близости от гранитных массивов наблюдаются наиболее измененные разновидности вмещающих пород, превращенные в мигматиты и грубослоистые артериты. При удалении от гранитного тела степень метаморфизма падает и мигматиты совершенно постепенно сменяются слюдяными сланцами. Афанасьев (1950, 1968) отмечал, что переработка вмещающего субстрата под воздействием внедрившихся гранитов частично носила метасоматический характер, при которой внешние текстурные особенности древних пород сохранялись, а их минералогический и химический составы становились подобными верхнепалеозойским гранитам. Петрографическим, петрохимическим, и радиологическим изучением гранитоидов Главного хребта занимались Афанасьев, Надарейшвили, Шенгелия, Михеев, Демин, Срабонян, Кузнецов и ряд других исследователей.

В размещении верхнепалеозойских гранитов в зоне Главного хребта уста-

новлены следующие закономерности. В северной периферии зоны Главного хребта широко развиты порфировидные (порфиробласты сложены микроклином) биотитовые гранодиориты и крупнозернистые биотитовые граниты. Расположенные южнее средне-, мелко- и равномернозернистые двуполовошпатовые биотитовые или двуслюдяные граниты имеют с ними резкие, активные контакты, но в отдельных случаях между ними описывались и постепенные переходы. Вышеуказанные разновидности гранитоидов вместе с мусковитовыми и лейкократовыми гранитами слагают сложнопостроенные, но морфологически единые интрузивные массивы. В гранитоидах из центральных частей массивов крайне редко встречаются практически нацело ассимилированные ксенолиты биотитовых гранодиоритов с расплывчатыми контактами и ксенолиты амфиболитов. Гранитоиды краевых частей массивов обычно содержат многочисленные ксенолиты слюдяных сланцев и гнейсов, ассимилированных в различной степени. Однако для ксенолитов амфиболитов ассимиляции не наблюдается, контакты между гранитами и ксенолитами резкие, четкие, а по амфиболу в ксенолитах обычно развивается светлокоричневый биотит.

В южной части зоны Главного хребта развиты, главным образом, серые двуслюдяные и реже биотитовые граниты.

Ниже приводится характеристика петрографических типов поздневарисийских гранитоидов, соответствующих последовательным интрузивным фазам. Для них характерны: массивные текстуры и гипидиоморфнозернистая, иногда порфировая структура, а в их жильных разностях — аплитовая и пегматондная структуры. Вторичные минералы (0,2—1,5%), образование которых, вероятнее всего, связано с ранними этапами автометаморфических изменений в самих гранитоидах, представлены хлоритом и эпидотом, развивающимися по биотиту и мелкоагрегатными серицитом, кальцитом и эпидотом, образующимися при сосюритизации центральных частей зональных зерен плагиоклазов.

А. Биотитовые гранодиориты — крупнозернистые породы часто с порфиробластами микроклина, достигающими 3—5 см по удлинению. Ими обычно сложены внешние отрочки сложнопостроенных гранитных массивов. В пределах Дигорского и Софийского блоков зоны Главного хребта гранодиоритами сложены штокообразные и реже дайкообразные тела.

Плагиоклаз (36—44%) слегка серицитизирован и образует идиоморфные зерна с часто наблюдающимся зональным строением, причем их ядерные части сложены андезином (An_{30-40}), а внешние, более узкие зоны — олигоклазом (An_{24-30}). Часто наблюдается полисинтетическое двойникование по альбитовому закону.

Биотит (14—21%) представлен двумя генерациями. Первая — крупнопластинчатый, бледнокоричневый иногда хлоритизированный биотит, обычно с сагитовой сеткой и частыми включениями апатита. Плеохроирует он в светложелтых тонах. Вторая генерация — свежий густокраснокоричневый мелкочешуйчатый биотит, развивающийся по биотиту первой генерации. Для этого биотита характерны включения, окаймленные плеохронными ореолами.

Микроклином и микроклин-пертитом (10—20%) сложены мелкие ксеноморфные зерна ($2V\alpha = 76-84^\circ$) с нечеткими решетчатыми полисинтетическими двойниками в разрезах по (001) и замутненные новообразованиями глинистых минералов. Порфиробласты всегда более свежие и представлены „высоким“ микроклином (триклинность до 0,9).

Кварц (15—21%) образует мелкие ксеноморфные зерна;

Акцессорные минералы (0,5 — 1 %) представлены сфеном, цирконом, апатитом, ильменитом и установленными нами — монацитом, галенитом, рутилом, ксенотимом и циртолитом. В гранодиоритах Дигорского блока (массив г. Казатхох) количество сфена достигает 0,3 — 0,8 %.

Порфировидные гранодиориты отличаются от средне- и крупноравномернозернистых разновидностей увеличением количества микроклина (до 27 — 32 %) за счет порфиробласт и осложнением структуры обусловленным корродирующим воздействием микроклинизации, что особенно отразилось на зернах плагиоклаза. Порфиробластез следует рассматривать, по данным Афанасьева (Афанасьев и др., 1968), как автометасоматический процесс, обусловленный интрузиями гранодиоритов и биотитовых гранитов. Порфиробласты при своем росте замещают зерна плагиоклаза и даже отдельные участки породы.

Биотитовые граниты — средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные (порфиробласты сложены микроклином) породы. Ими сложен ряд самостоятельных массивов (фиагдонский, Казатхохский, Софийский, Аксаутский и др.), но часто они образуют как бы „оторочку“ вокруг интрузивных массивов, сложенных двуслюдяными гранитами (истоки рек Урух, Уллукам, Аксаут и др.).

В контактах с вмещающими кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами граниты всегда содержат их в виде различно ориентированных ксенолитов и обычно обогащены биотитом за счет их часточной или полной ассимиляции.

Плагиоклазом (27 — 34 %) сложены зерна, обычно зонального строения, ядерные части которых часто серицитизированы и отвечают по составу андезину (An_{32-40}), краевые зоны представлены неизмененным олигоклазом (An_{16-24}). Наблюдается полисинтетическое двойникование по альбитовому закону. Вдоль контактов зерен плагиоклаза с микроклином в первых часто образуется узкая каемка свежего, прозрачного альбита (An_{6-10}) с мирмекитами.

Микроклин (19 — 26 %) образует мелкие и обычно в различной степени пелитизированные ксеноморфные зерна ($2V\alpha = 74 — 80^\circ$) с характерным „размытым“ решетчатым строением.

Биотит (8 — 12 %) представлен двумя генерациями. Первой генерацией образованы кучные скопления (размером до 4 — 6 мм) изогнутых пластинок, обычно затронутых процессом хлоритизации. Биотит второй генерации развивается обычно по биотиту первой генерации и образует коричневые пластинки с часто наблюдающейся сагенитовой сеткой.

Кварц (30 — 32 %) образует ксеноморфные зерна (от 0,5 до 3 мм), корродирующие плагиоклаз и микроклин.

Акцессорные минералы (0,5 — 1,9 %) изучались нами в искусственных шлих-протоловках из многих массивов. Установлены следующие минералы: апатит, циркон, магнетит, сфен, ильменит, ксенотим. Значительно реже встречаются монацит, галенит и рутил. Среди цирконов в ряде массивов наблюдаются две разновидности — короткопризматическая, мутная, бурокрасного цвета с рудными включениями, и более мелкие удлиненные призматические, розоватые, прозрачные кристаллы без рудных включений.

Двуслюдяные граниты являются наиболее распространенным петрографическим типом в зоне Главного хребта. Обычно ими сложены центральные части сложнопостроенных массивов или же самостоятельные крупные (100

— 500 кв. км — Уллукамский, Тебердино-Аксаутский, Балкарский, и др.) или мелкие (до 10 — 50 кв. км) массивы.

В пределах сложнопостроенных массивов эти граниты имеют активные контакты с породами предыдущих фаз и часто содержат их в виде различно переработанных ксенолитов. В двуслюдяных гранитах в контакте с вмещающими их слюдяными сланцами и гнейсами наблюдается эндоконтактовая зона гибридных пород (шириной от десятков до сотен метров) обогащенных биотитом за счет контаминации гранитной магмой многочисленных ксенолитов вмещающих пород. Для двуслюдяных гранитов, не контаминирующих вмещающие породы, характерны: неизменность биотита и плагиоклаза, присутствие биотита и мусковита примерно в равных количествах, зональное строение зерен плагиоклаза и постоянный минеральный состав. От гранитоидов предыдущих интрузивных фаз (или петрографических типов пород) они отличаются более кислым составом плагиоклазов, большим количеством микроклина и более мелко- и равномернозернистым сложением.

Плагиоклаз (31 — 36 %) обычно имеет зональное строение. Смена зон резкая, причем ядерная часть соответствует андезину (An_{30-38}) иногда слегка сосюритизированному, а краевая — не измененному олигоклазу (An_{12-20}). Часто наблюдаются реакционные отношения с микроклином.

В гранитах установлены две генерации **микроклина** (22 — 27 %). Первой — сложены мелкие (0,6 — 2,0 мм) ксеноморфные, слегка пелитизированные зерна, практически лишенные микроклиновой решетки и с низкими значениями угла оптических осей ($2V\alpha$ до 72°). Микроклином второй генерации сложены крупные (2,5 — 4,0 мм) и обычно неизменные зерна с „размытой“ микроклиновой решеткой. Для них характерны большие значения угла оптических осей ($2V\alpha = 76 — 82^\circ$).

Биотит (4 — 6 %) слагает неизменные пластинки, плеохроирующие от темнокоричневого до светложелтого цвета. Часто в биотите содержатся включения циркона, апатита и магнетита.

Мусковит (4 — 6 %) представлен мелкими листочками, выполняющими промежутки между другими породообразующими минералами, и является по времени кристаллизации одним из поздних.

Кварц (31 — 34 %) образует ксеноморфные зерна (1 — 3 мм).

Среди **акцессорных минералов** (0,7 — 1,2 %) установлены: две разновидности циркона (красный, полупрозрачный, короткопризматический с пирамидальными окончаниями, и более мелкий, прозрачный длиннопризматический бледно-розового цвета), а также апатит, монацит, ксенотим, ильменит. Реже встречаются турмалин, касситерит, сфен, рутил, топаз, вольфрамит, берилл, танталит, а по данным Усика и Жариковой — хризоберилл. В двуслюдяных гранитах в истоках реки Аксаут (район Кти-Теберды) нами установлены в значительных количествах турмалин и топаз.

Г. Мусковитовые и лейкократовые гранаты слагают больше тела штокообразной формы. Наиболее крупные из них, размером 0,5—3 км на 16—20 км, известны в верхнем течении р. Кубани и в междуречьи Теберды — Аксаута), но чаще являются дайкообразными. Эти граниты являются существенно микроклиновыми, с характерным преобладанием калия над натрием. Мусковитовые и лейкократовые граниты часто связаны постепенными переходами, но иногда наблюдается пересечение мусковитовых лейкократовыми

разностями. Описываемые граниты имеют белую, буроватосерую и реже красноватую окраску и мелко- или среднезернистое сложение.

Плагноклаз (29 — 33 %) образует зональные зерна, sdвойникованные по альбитовому закону, и представлен олигоклаз-альбитом (An_{6-16}). Часто в зернах плагноклаза на границе с микроклином образуется узкая каемка, сложенная прозрачным альбитом до (An_5) с мирмекитовыми вростками кварца.

Биотит (0,5 — 2 %) часто замещен хлоритом и практически не содержит включений циркона или апатита.

Мусковит (0,6 — 3,2 %) образует листочки, выполняющие промежутки между другими минералами.

Микроклин-микропертит (34 — 37 %) образует зерна неправильной формы, обычно неизменные с „размытыми“ решетчатыми двойниками и с углами оптических осей от 76 до 84°.

Кварц (28 — 31 %) образует ксеноморфные зерна.

При изучении **аксессуарных минералов** было установлено, что их набор очень беден и отличается постоянством. Представлены они цирконом, апатитом, гранатом и очень редко касситеритом, шеелитом и ильменитом.

Д. Аляскиты, аплиты и пегматиты завершают петрографические разновидности пород, объединенных в поздневарисскую гранитоидную формацию. Они сложены мелкие (мощностью от 0,3 до 100 м) тела различной формы (дайки, линзовидные тела и мелкие штоки аляскитов), имеющие интрузивные контакты с кристаллическими сланцами, гнейсами и породами четырех предыдущих представителей поздневарисской гранитоидной формации. Следует подчеркнуть, что аляскиты, аплиты и пегматиты распространены в зоне Главного хребта практически повсеместно. Чаще всего они пространственно сопряжены с лейкократовыми и мусковитовыми гранитами. Характерными для них эпимагматическими процессами являются мусковитизация биотита и окварцевание. Породы обычно светло-серого, белого и иногда красноватого цвета, равномернозернистого сложения.

Плагноклаз (25—27 %) образует слабозональные, часто серицитизированные зерна, отвечающие по составу альбит-олигоклазу (An_{8-13}), полисинтетически sdвойникованные по альбитовому закону.

Микроклин (39 — 40 %) образует свежие, неправильной формы зерна с четко выраженным двойниковым решетчатым строением и с большими значениями угла оптических осей ($2V\alpha = 78 — 84^\circ$).

О присутствии биотита можно судить только по его реликтам среди редких чешуек зеленоватого хлорита.

Мусковит (0,5—1 %) встречается в виде самостоятельных чешуек расположенных в интерстициях между другими минералами.

Кварц (32 — 34 %) образует мелкие зерна изометрической формы.

Аксессуарные минералы (0,6 — 1,3 %) представлены красноватым гранатом, апатитом, цирконом и пиритом. В пегматитах, кроме вышеуказанных минералов, иногда встречаются галенит, шеелит, молибденит, касситерит, колумбит, берилл, танталит и тапнолит.

Карпатская система

Кристаллические толщи фундамента Западных Карпат, вместе с прорывающими их варисскими гранитоидами обнажаются из под метаморфизован-

ных верхнекаменноугольных и более молодых отложений в ряде разобленных участков в присводовых частях, так называемых, ядерных хребтов Внутренних Карпат (Словацкий блок). Эти хребты, отвечающие в современной структуре антиклинориям, образуют три кулисообразные зоны субширотного юго-западного простираения, выделенные в геологической литературе под названием татридной, вепоридной и гемеридной зон. Для татрид и вепорид характерны более высоко метаморфизованные породы и большое количество интрузий варисцийских гранитоидов, оказавших на вмещающие их слюдяные сланцы и гнейсы периплутоническое воздействие.

В пределах Западных Карпат варисцийская геосинклиналь замыкается в конце девона или в нижнем и среднем карбоне, а осадочно-вулканогенные образования этого цикла претерпевают региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации. В местах проявления гранитного плутонизма метаморфизм достигает амфиболитовой фации.

После метаморфизма осадков и складкообразования, завершившихся скорее всего перед средним карбоном, произошло внедрение гранитоидных расплавов, оказавших на вмещающие породы сильное периплутоническое контактовое воздействие, выразившееся в образовании по сланцам гнейсов с большим количеством андалузита, силлиманита, граната, инъекционных мигматитов. В Малых Карпатах и южных вепоридах в контакте гранитов с филлитами и карбонатами образуются кислые и известково-силикатовые роговики (эрланы).

Начиная со среднего-верхнего карбона в Западных Карпатах устанавливается орогенный режим, который продолжается и в пермское время с накоплением красноцветных терригенно-вулканогенных молассовых образований.

Места выходов на дневную поверхность гранитоидных массивов в пределах Западных Карпат показаны на рис. 1, из которого видно, что они образуют как бы две зоны: внешнюю и внутреннюю. Во внешней зоне расположены следующие массивы (или комплексы): Малые Карпаты, Иновец, Сухи, Мала Магура, Мала Фатра, Высокие Татры и Браниско. В состав внутренней зоны входят массивы: Низкие Татры, Жнар, Велька Фатра и Трибеч.

Варисцийский возраст складчатых и посторогенных гранитоидов Западных Карпат обосновывается, в основном, по радиологическим данным, полученным калий-аргоновым (Цамбел и др., 1979) (значения цифр варьируют в пределах от 350 до 250 млн. лет) и рубидий-стронциевым методами (значения цифр модельного возраста пород и минералов варьируют в пределах от 315 до 290 млн. лет). Rb-Sr изохрона для гранитоидов из Малых Карпат дает возраст 347 млн. лет (Багдасарян и др., 1983). Возраст гемеридных гранитов, как уже было сказано, устанавливался только по радиологическим данным (калий-аргоновый метод — около 90 млн. лет), и до сих пор он является дискуссионным, так один исследователи Кантор — Рыбар (1979) и Ковач и др. (1979) считают эти граниты юрско-меловыми (140—90 млн. лет), и другие гемеридные граниты (Цамбел и др., 1979) — пермскими (250 млн. лет).

Следует также отметить, что все гранитоиды Западных Карпат претерпели воздействие альпийского орогенеза, выразившееся в динамометаморфизме и катаклазе.

Среди варисцийских позднеорогенных гранитоидов Карпатской системы выделяются следующие петрографические типы пород: а) биотитовые тоналиты (иногда с амфиболом), б) биотитовые и двуслюдяные гранодиориты, в) био-

титовые и двуслюдяные граниты, г) лейкократовые граниты, аплиты и пегматиты.

Большинство исследователей (Цамбел и др., 1982) считают тоналиты, биотитовые гранодиориты, двуслюдяные и биотитовые граниты продуктами анатексиса и палингенеза. Тоналиты чаще всего являются гибридными породами, образовавшимися гранитизацией (анатексисом) в сочетании с переплавлением осадочно-вулканических комплексов. Лейкократовые, аплитовые граниты и пегматиты являются самыми молодыми среди рассматриваемых гранитоидов. Количественный и качественный анализ акцессорных минералов в рассматриваемых гранитоидах проведен И. Гбельским. Намечается закономерность для гранитоидов, выделенных в самостоятельные петрографические типы, заключающаяся в том, что они образуют тренд близкий к лейкоаналитам.

А. Биотитовые тоналиты обычно сопровождают биотитовые гранодиориты и граниты и широко развиты в Карпатах. Амфибол наблюдается только как акцессорный минерал исключительно в гибридных породах. Тоналиты с незначительной примесью амфибола являются частным явлением и известны в массивах Трибеч и в зонах развития вепорид, где они постепенно переходят в нормальные биотитовые граниты. Породы состоят из: кварца — 22—32 %, калиевого полевого шпата — до 6 %, плагиоклаза — 50—68 %, биотита и амфибола — 8—24 %. Мусковит только в виде примеси. Если присутствует калиевый полевой шпат, это ортоклаз интерстициального происхождения с триклинностью до 0,4. Плагиоклаз образует идиоморфные — гипидиоморфные зерна с поокислением их состава An_{36-44} . Вместе встречаются неизменные и сильно измененные биотиты, обладающие, как правило, разной оптической ориентацией.

Б. Биотитовые гранодиориты обычно ассоциируют с двуслюдяными гранитами. Оба типа являются самыми распространенными петрографическими типами гранитоидов в ядерных частях кристаллических массивов Западных Карпат. Биотитовые гранодиориты, обнажающиеся в различных массивах имеют свои местные названия: так, в Низких Татрах они выделяются как дюмбиерский тип, в вепоридах — сигланский, а в Малых Карпатах — модранский тип. Количественно-минеральный состав гранодиоритов следующий: кварц — 26—38 %, калиевый полевой шпат — 5—20 %, плагиоклаз 40—52 %, биотит — 5—12 %, мусковит — до 2 %. В пробах находится как правило, ортоклаз вместе с микроклином, причем не всегда достаточно явно, имеем ли дело с самостоятельной генерацией микроклинов, или только с интенсивной триклинизацией ортоклаза. Для более кислых типов характерны плагиоклазы с гипидиоморфнозернистой структурой с поокислением состава зерен An_{22-34} и для более основных типов плагиоклазы с гипидиоморфной и идиоморфной структурой зерен и поокислением An_{28-42} . Биотиты представлены как неизменными чешуйками, так и отчасти хлоритизированными и бауэритизированными зернами с разной оптической ориентацией. Мусковиты образуются при изменении полевых шпатов.

В. Двуслюдяные граниты в карпатских массивах часто связаны с двуслюдяными гранодиоритами и с биотитовыми гранитами постепенными взаимопереходами. Иногда двуслюдяные и биотитовые граниты образуют самостоятельные интрузивные фазы (фации), и иногда они слагают отдельные изолированные (из-за плохой обнаженности), значительные по размерам части массивов и в этих случаях определить однозначно геологические взаимоотношения между ними практически невозможно. Примером самых распространенных дву-

слюдяных гранитов может служить братиславский тип в Малых Карпатах, прашивский тип в Низких Татрах и вепорский тип — в вепоридах.

Минеральный состав двуслюдяных гранитов (до гранодиоритов) варьирует в следующих пределах: кварц — 26—39 %, калиевый полевой шпат — 7—26 %, плагиоклаз — 29—54 %, биотит — 5—11 %, мусковит — 3—6 %. Породы состоят из кварца двух генераций, из ортоклаза и микроклина, одновременно встречающихся. Плагиоклазы — от средне- до сильно измененных с покислением состава их зерен от An_{12-22} в более кислых разновидностях пород и до An_{22-34} в более основных. Обычно встречаются альбиты An_{5-8} . У биотитов и мусковитов нет единой характеристики.

Г. Лейкократовыми (аплитовидными) и пегматоидными гранитами сложены более молодые дайковые, инъекционно-метасоматические аплитовые и пегматоидные фазы. Однако в некоторых массивах (Иновец, Малые Карпаты, Жнар, Трибеч, Любохнянский, Мала Фатра) они вместе с биотитовыми и двуслюдяными гранитоидами образуют значительные по размерам тела, участвующие в строении вышеуказанных массивов. О возрасте этих лейкократовых гранитов можно судить по радиологическим данным, полученным калий-аргоновым методом. Так, для лейкократовых гранитов имеются цифры модельного возраста 155 и 222, для аплитов — 232 и 248, и для мусковитов из пегматита — 273 млн. лет. По лейкократовым гранитам вепорского типа в вепоридах (близ пос. Доброш) калий-аргоновым методом получена цифра 186 млн. лет, а по циркону из этой же породы уран-торий-свинцовым методом получена цифра 320 млн. лет (модельный возраст). Последняя цифра скорее всего и соответствует геологическому возрасту породы. Имеется еще ряд примеров, когда по породам палеозойского облика калий-аргоновым методом получены цифры, соответствующие меловому времени и в этих случаях однозначно судить о возрасте пород невозможно. В связи с этим намечается в будущем провести радиологические исследования этих пород рубидий-стронциевым и уран-торий-свинцовым и изохронными методами.

Минералогический состав этих гранитов очень непостоянный и варьирует в следующих пределах: кварц — 28—46 %, калиевый полевой шпат — 15—40 %, плагиоклаз — 19—42 %, биотит — 1—4 %, мусковит — 2—10 %. Для этого типа характерно наличие максимальных микроклинов с триклинностью свыше 0,8 гипидиоморфных средне- и сильно измененных плагиоклазов с покислением состава зерен до An_{10-20} в более кислых разновидностях и до An_{20-28} в более основных. Обычно встречаются и альбиты (An_{4-8}). Биотиты не проявляют специфических отличий и представлены от неизмененных до сильноизмененных видов. Мусковит образует ксеноморфные и гипидиоморфные зерна, в меньшей мере они встречаются как продукт замещения полевых шпатов.

В заключении следует отметить, что имеются еще двуслюдяные часто порфировидные, так называемые, гемеридные граниты вопрос о возрасте которых до сих пор остается остро дискуссионным. Эти граниты характеризуются иным, по сравнению с вышеописанными гранитоидами, минеральным составом и геохимической специализацией. Так, для них характерны пониженные содержания бария и стронция и повышенные содержания калия, рубидия, цезия, бора, фтора, а по геохимическим данным они относятся к формациям оловоносных гранитов. В связи с вышеизложенным гемеридные граниты в настоящей статье не рассматриваются. Они образуют самостоятельную формацию гранитондов, особен-

но по сравнению с единой формацией варисцийских интрузивных гранитоидов из татровепорид.

Петрохимическая корреляция

Средние значения химического состава позднеорогенных поздневарисцийских гранитоидов, приведенные в табл. 1, имеют некоторую специфику, требующую пояснения. Для каждого петрографического типа гранитоидов зоны Главного хребта Большого Кавказа приведены среднеарифметические значения химического состава по примерно 20 проанализированным образцам. Подобный подход был применен при исследовании варисцийских гранитоидов из области Западных Карпат, кроме нескольких исключений, причем группы 15—20 проб были составлены по петрологическим классификационным критериям, несмотря на горную цепь Западных Карпат, из которой пробы отобраны. Химические анализы петрографических типов гранитоидов были пересчитаны по нескольким методикам, построены диаграммы, графики и интерпретация этих данных приводится ниже. Химические анализы взяты из работы Цамбел и др., 1982. Для этой работы были избраны анализы отдельных проб гранитоидов, в таблицах обозначенных знаком Н. В этой статье не приведены полные таблицы анализ пород Большого Кавказа из-за недостатка места, даются только средние значения. Из вышеприведенной работы Цамбела и др., (1982) были использованы следующие номера проб: 2, 4, 6, 8, 9, 12, 14, 16, 17, 20, 22, 24, 26, 28, 30, 32, 34, 35, 36, 39, 41, 43, 45, 47, 49, 51, 53, 55, 57, 60, 61, 63, 64, 66, 67, 68, 69, 70, 72, 74, 76, 77, 79, 80, 82, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 93, 95, 97, 99, 101, 103, 105, 107, 109, 111, 113, 115, 117, 118, 119, 120, 121, 122, 123, 124, 125, 126, 127, 128, 129, 130, 131, 132, 133, 134, 135, 136, 137, 138, 139, 140, 141, 142, 143, 144, 145, 146, 148, 149, 150, 151, 152, 154, 163, 164, 166, 168, 170, 172, 174, 176, 178, 180, 182, 184, 186.

Дискуссия

Сравнивая петрографическую характеристику интрузивных варисцийских гранитоидных пород Большого Кавказа и Западных Карпат, следует, в качестве одного из главных различий, отметить то, что в области Большого Кавказа не встречаются тоналиты. Биотитовые тоналиты Западных Карпат являются самыми основными породами, из которых образуются кислые разновидности, а в районе Большого Кавказа самыми основными типами являются биотитовые гранодиориты.

Биотитовые тоналиты Западных Карпат содержат сравнительно мало ортоклаза и очень редко встречается амфибол. Они претерпели интенсивные вторичные изменения, прежде всего замещение адезина (An_{35-44}) альбитом. Вторым типом изменения первично-магматических минералов является хлоритизация или же бауэритизация (мусковитизация) биотита.

С точки зрения петрографической характеристики от тоналитов четко отличаются биотитовые гранодиориты Западных Карпат, которые, по сравнению с гранодиоритами Большого Кавказа, обладают некоторыми специфическими особенностями. В отличие от гранодиоритов Большого Кавказа, для таких же пород Западных Карпат характерно совместное наличие ортоклаза и микро-

Таблица 1

Средние значения модального и химического составов отдельных типов гранитоидных
ционные данные

Q—P	Q	Kž	P	B	M	A	N	R	Тип породы
33—39	32,8	39,6	25,9	0,1	0,5	0,9	15	K	алаяскиты
37—50	34,5	28,6	28,9	2,1	3,5	1,1	18	ZK	лейкогранит 1/1
31—46	21,8	35,8	31,1	0,3	1,7	0,3	15	K	лейкогранод. 1/2
41—74	37,7	14,3	40,6	2,0	4,3	1	8	ZK	
35—58	31,2	24,4	33,2	6,0	3,8	1	15	ZK	М-В-гранит 2/1
36—58	32,8	24,2	32,8	5,0	4,3	0,9	15	K	М-В-гранод. 2/2
36—76	31,5	11,8	44,2	7,8	3,5	1	17	ZK	
31—59	28	25	36	9	1	1	1	ZK	биот. гранит 3/1
36—53	31,4	26,6	30,1	9	—	1,5	15	K	биот. гранод. 3/2
34—78	30,2	13,6	45,4	8,6	1,0	1,2	22	ZK	
23—70	18,1	17,8	41,2	20,2	—	2,4	15	K	лейкотоналит 4/1
36—94	31,7	2,0	55,5	7,7	2,0	1,2	4	ZK	
29—96	24,4	2,1	56,5	14,4	0,64	1,76	17	ZK	биот. тоналит 4/2
16—55	13,2	30,1	37,9	16,9	—	0,7	15	K	кварц. монзонит

Обозначение: Q — кварц; Kž — калиевый полевой шпат; P — плагиоклаз; B — символ „ZK“ — Западные Карпаты; „K“ — Кавказ. Дробь под названиями пород лейкогранодиорит, М-В-гранод.—мусковит-биотитовый гранодиорит; символы 1/1 = 3/1 = биотитовый гранит; 3/2 = биотитовый гранодиорит; 4/1 = лейкотоналит; 4/2 = в Западных Карпатах.

клина; оба минерала можно наблюдать уже в одной пробе и в одном шлифе, кроме того в породе обычно встречаются первичные реликтовые плагиоклазы, новообразования альбита и сильно катаклазованный кварц. Эти петрографические черты гранодиоритов Западных Карпат совпадают с петрографической характеристикой биотитовых гранитов, особенно двуслюдянных гранитоидов этого же региона.

Согласно описанию, гранодиориты Большого Кавказа гораздо более однообразны. Нет такой минералогической изменчивости, не отмечается нескольких генераций одних и тех же минералов, которые могли бы указывать на многоэтапность кристаллизации гранодиоритов Большого Кавказа, как это наблюдается в гранодиоритах Западных Карпат. Определенная неоднородность застывания выражена в кавказских гранодиоритах только появлением микроклинов двукного происхождения, другие изменения минерального состава этих пород не описаны.

пород Западных карпат и Большого Кавказа. В колонке Q — P даются классификации по IUGS, 1973

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
74,00	0,14	13,11	0,70	0,99	0,05	0,32	0,91	3,56	4,96	0,06	0,72	
74,30	0,15	13,53	0,91	0,64	0,04	0,29	0,76	4,04	4,49	0,20	0,76	0,09
73,68	0,11	14,20	0,99	0,50	0,07	0,50	0,80	3,47	4,31	0,15	1,11	
73,05	0,22	14,27	0,96	0,81	0,05	0,58	1,49	4,22	3,15	0,20	0,93	0,18
73,04	0,29	13,53	1,14	1,03	0,05	0,50	1,55	3,78	4,02	0,20	0,88	0,16
72,02	0,23	14,60	0,95	1,14	0,04	0,56	1,53	3,07	4,39	0,20	1,19	
72,02	0,35	14,45	1,42	0,96	0,04	0,82	1,66	3,92	3,16	0,20	0,98	0,09
73,41	0,32	13,55	1,41	0,54	0,04	0,67	1,11	3,52	4,01	0,20	1,03	0,26
72,0	0,33	14,09	0,82	1,74	0,04	0,93	1,37	2,95	4,10	0,13	1,20	
69,82	0,45	14,62	1,67	1,46	0,04	1,18	2,24	3,95	3,34	0,10	1,20	0,13
66,70	0,42	15,75	1,53	2,44	0,06	1,44	2,45	3,39	3,78	0,23	1,69	
69,72	0,59	14,71	1,31	1,40	0,06	1,26	2,00	4,40	2,67	0,10	1,30	0,50
65,46	0,72	15,80	2,19	2,04	0,06	1,80	3,29	4,20	2,27	0,10	1,64	0,21
65,03	0,36	15,97	1,69	2,23	0,06	1,36	2,39	3,71	3,76	0,26	1,65	0,10

биотит; М — мусковит; А — все акцессории; Н — число проб в наборе; R — регион; обозначают классификационные символы по IUGS, 1973. Сокращения: лейкогранод. — лейкогранит; 1/2 = лейкогранодиорит; 2/1 = М-В-гранит; 2/2 = М-В-гранодиорит; биотитовый тоналит. Аляскиты и кварцевые монзониты Кавказа не имеют аналогов

Сравнительно тождественные петрографические характеристики имеют только лейкократовые и мусковитовые гранитоиды Большого Кавказа и лейкограниты Западных Карпат.

Петрохимическая и геохимическая корреляция варисийских гранитоидов Большого Кавказа и Западных Карпат проведена в настоящей работе на основе 14 графиков и 3 таблиц, интерпретация которых следующая.

Из рис. 2 видно общее классификационное тождество отдельных петрографических типов Западных Карпат и Большого Кавказа. Частичное отличие проявляется в отсутствии лейкогранодиоритов и мусковит-биотитовых гранодиоритов в Западных Карпатах, а с другой стороны — в отсутствии тоналитов в Большом Кавказе. Устанавливается также более основной характер биотитов и гранитов и гранодиоритов Западных Карпат.

Рис. 3 подтверждает как относительно высокое классификационное тождество

гранитоидов Западных Карпат и Кавказа так и взаимное соответствие по обоим методам классификации.

Из рис. 4 можно судить о более основном характере пород Западных Карпат, что проявляется в пониженном содержании в них Og -компонента. Это подтвер-

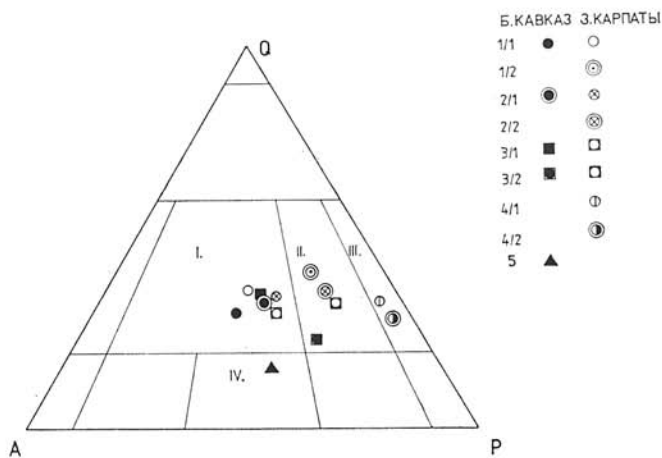


Рис. 2. Классификационный график Q-A-P по IUGS (1973) для гранитоидных пород Западных Карпат и Большого Кавказа. График построен на основе вычисленных средних значений отдельных типов пород, приведенных в табл. № 1.

Пояснения: поля составов — I гранитов; II — гранодиоритов, III — тоналитов; IV — кварцевых монцитов; 1/1 = лейкогранит + аляскит Большого Кавказа; 1/2 = лейкогранодиорит; 2/1 = мусковит-биотитовый гранит; 2/2 = мусковит-биотитовый гранодиорит; 3/1 = биотитовый гранит; 3/2 = биотитовый гранодиорит; 4/1 = лейкотоналит; 4/2 = биотитовый тоналит; 5 = кварцевый монцит. Эти же обозначения повторяются на всех последующих диаграммах.

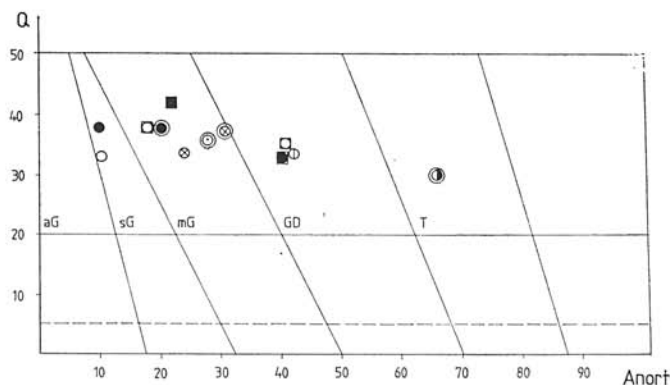


Рис. 3. Классификация основных типов гранитоидных пород по средним значениям для Большого Кавказа и Западных Карпат согласно нормативному пересчету Милке и Винклера (1979), учитывая модалый состав.

Пояснения: aG = щелочной гранит; sG = сиеногранит; mG = монцогранит; GD = гранодиорит; T = тоналит. Остальные обозначения — смогри рис. 2.

ждает и отсутствие тоналитов на Кавказе, но этот факт очевиден и из размещения эквивалентных типов пород на графике.

Рис. 5 вновь подчеркивает уже ранее установленный факт более основного характера эквивалентных типов пород Западных Карпат по сравнению с гранитоидами Большого Кавказа. Кроме того, можно отметить постоянное понижение Or-компонента в зависимости от повышения суммы компонентов $An + Ab$.

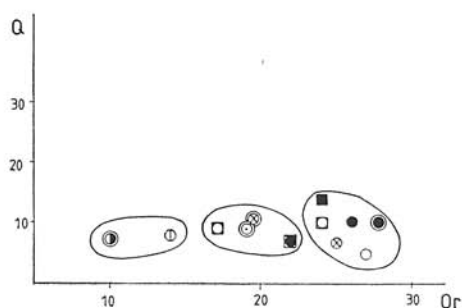


Рис. 4. Корреляционный график значений Q - Or полученных из нормативного пересчета по Милке и Винклеру (1979). Обозначения те же, что и на рис. 2. Штриховка средних данных показывает классификационное распределение типов пород по модальной классификации IUGS (1973).

Из рис. 6 следует, что в эквивалентных типах гранитоидов Западных Карпат и Большого Кавказа для карпатских характерно повышенное значение Ab и пониженное Or . Средние составы лейкогранодиоритов, мусковит-биотитовых гранодиоритов и биотитовых гранодиоритов занимают почти тождественное поле в графике Q - Ab - Or , тогда как граниты Большого Кавказа и Западных Карпат имеют явно большую дисперсию размещения пунктов в графике. Тоналиты имеют самостоятельную позицию. Также можно отметить, что значение Q колеблется от 35 до 45 %, Ab — от 45 до 70 % и Or — от 10 до 30 %. Следовательно, гранитоиды являются относительно стабильными по содержанию кварца и значительно изменчивыми по содержанию полевых шпатов.

Данные рис. 7 указывают на следующие закономерности: Из рис. А видно, что лейкократовые граниты Западных Карпат и Большого Кавказа занимают

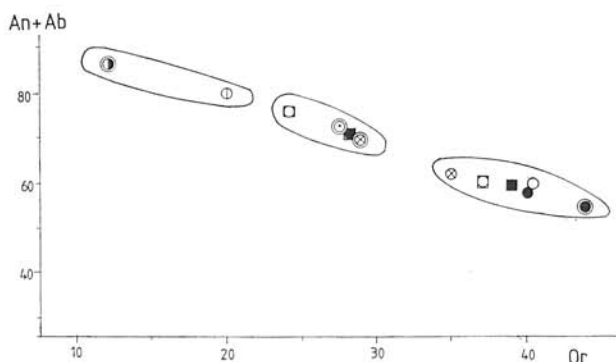


Рис. 5. Корреляционный график средних значений $An + Ab$; Or , полученных из нормативного пересчета по Милке и Винклеру (1979). Обозначения те же, что и на рис. 2.

одинаковую позицию. Поле лейкогранодиорита и лейкотоналита не представлено среди рассматриваемых проб Большого Кавказа.

Рис. 7В показывает более или менее самостоятельное положение биотитовых гранитов Большого Кавказа и Западных Карпат; для карпатских характерно

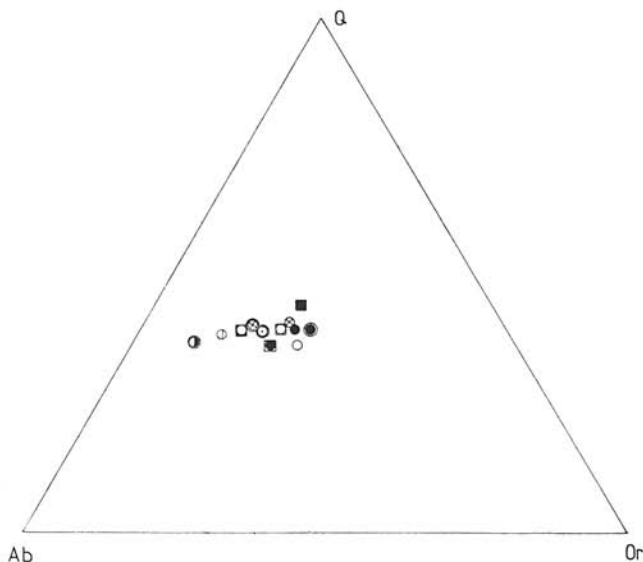


Рис. 6. Треугольный график средних значений Q — Ab — Or, полученных из нормативного пересчета по Милке и Винклеру (1979) для основных типов гранитоидных пород Западных Карпат и Большого Кавказа.

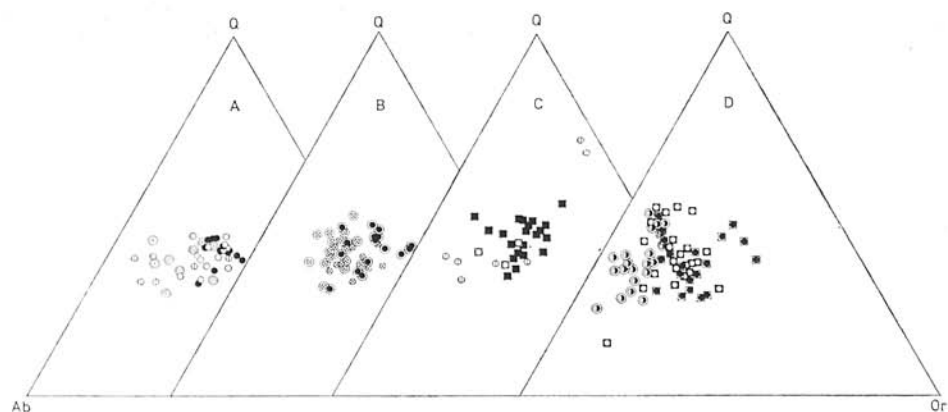


Рис. 7. Треугольный график значений Q — Ab — Or для отдельных анализированных проб гранитоидов Западных Карпат и Большого Кавказа. Данные получены из нормативного пересчета по Милке и Винклеру (1979). Обозначения те же, что и на рис. 2.

меньшее содержание кварца и повышенное содержание плагиоклаза, причем повышение содержания последнего осуществляется, как правило, за счет кварца и частично — за счет калиевого полевого шпата.

Из рис. 7С видна разница в преобладающих составах отдельных типов пород Западных Карпат и Большого Кавказа. Явно, что биотитовые граниты обычно

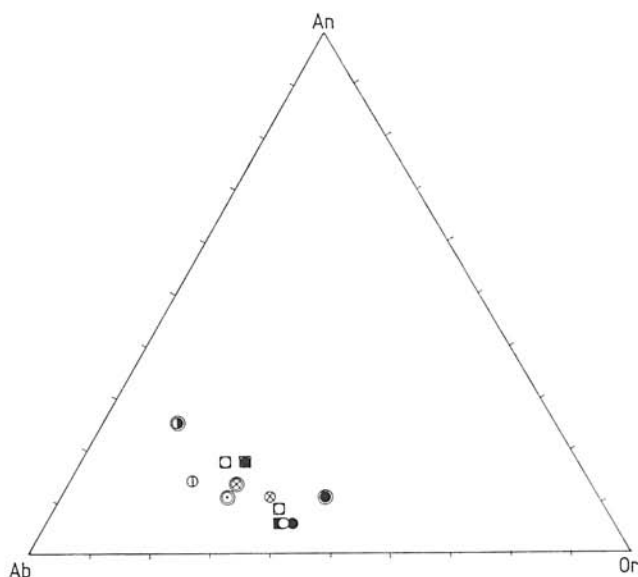


Рис. 8. Треугольный график средних значений An — Ab — Or для основных типов гранитондных пород Западных Карпат и Большого Кавказа. Значения получены из нормативного пересчета по Милке и Винклеру (1979). Обозначения те же, что и на рис. 2.

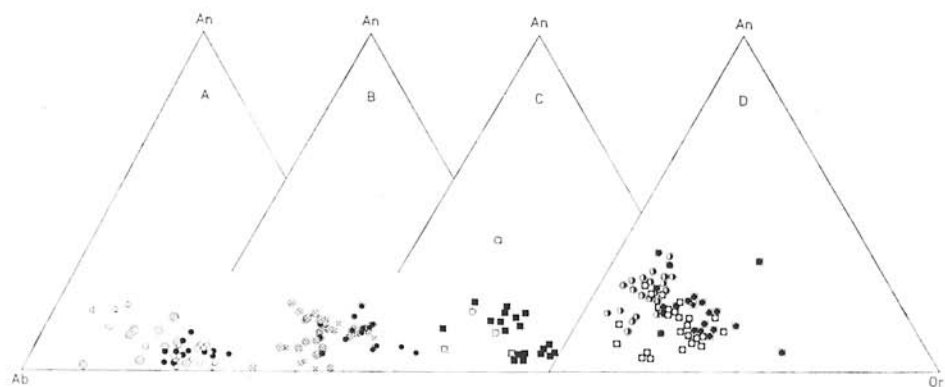


Рис. 9. Треугольный график значений An — Ab — Or для отдельных анализов гранитондов Западных Карпат и Большого Кавказа. Данные были получены из нормативного пересчета по Милке и Винклеру (1979). Обозначения те же, что и на рис. 2.

встречаются на Кавказе и сравнительно редко — в регионе Западных Карпат.

На рис. 7D обозначены поля тоналитов и общее поле гранодиоритов Западных Карпат и Большого Кавказа. Лишь меньшая группа гранодиоритов Большого Кавказа имеет особую позицию.

Из треугольно графика средних величин An-Ab-Or на рис. 8 вытекает, что самое отличающееся положение имеют на графике двуслюдянные граниты Большого Кавказа и Западных Карпат, причем хорошо виден более основной состав карпатских разновидностей. Проекционные точки остальных типов пород, т. е. лейкократовых гранитов, биотитовых гранитов, биотитовых гранодиоритов обоих горных массивов совпадают.

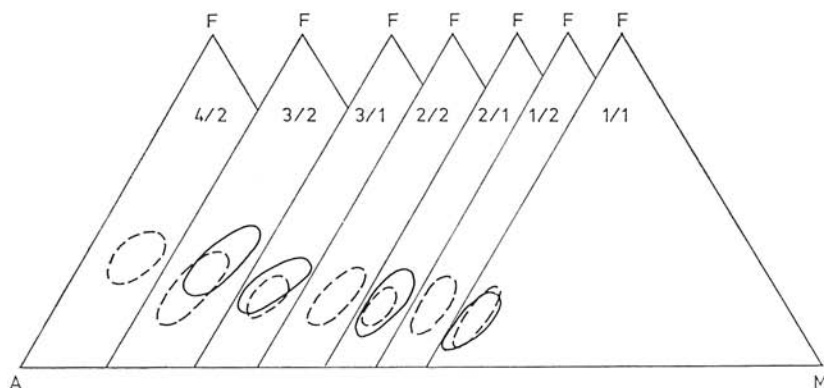


Рис. 10. Сравнительная диаграмма F—A—M для интрузивных гранитоидных пород Западных Карпат и Большого Кавказа.

Пояснения: полная линия ограничивает поля Западных Карпат, пунктиром обозначены поля Большого Кавказа.

Из треугольных диаграмм Or-Ab-An на рис. 9 обнаруживается следующее:

Рис. 9A представляет проекционные точки лейкократовых пород, образующих сравнительно мало рассеянное общее поле кавказских и карпатских проб. Более яркая дисперсия наблюдается для лейкогранодиоритов и лейкотоналитов, которые не имеют аналогии на Большом Кавказе.

В рис. 9B включены двуслюдянные граниты и гранодиориты. Эти типы пород имеют здесь разное положение согласно тому, из которого региона они происходят. В кавказских породах больше Or-компонента, а в карпатских — более низкая доля Or + An. Поле мусковит-биотитовых гранодиоритов Западных Карпат значительно перекрывается с полем мусковит-биотитового гранита вследствие аналогичного процесса эволюции.

Рис. 9C намечает, что биотитовые граниты распространены в значительной мере на Большом Кавказе в отличие от Западных Карпат. Они образуют поле сосредоточенным набором точек.

Из рис. 9D фиксируются более или менее отделенные поля карпатских тоналитов. В поле гранодиорита в верхней части сосредоточены кавказские типы и в нижней части — карпатские. Также можно отметить, что дисперсия проекционных точек гранодиорита сильно колеблется в направлении изменения

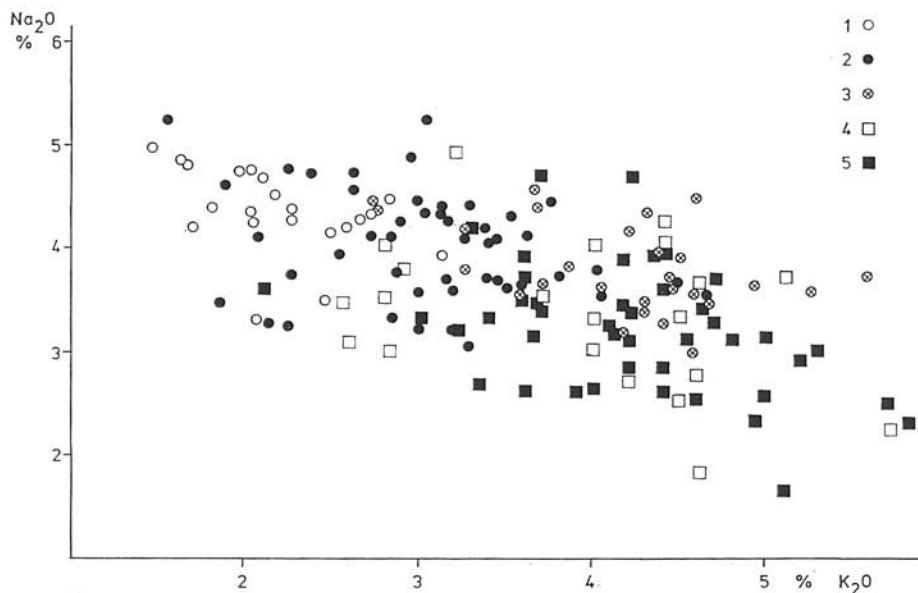


Рис. 11. Корреляционный график Na_2O — K_2O для гранитоидных пород Западных Карпат и Большого Кавказа.

Пояснения: 1 — тоналиты, Западных Карпат; 2 — гранодиориты Западных Карпат; 3 — граниты Западных Карпат; 4 — гранодиориты Большого Кавказа; 5 — граниты Большого Кавказа.

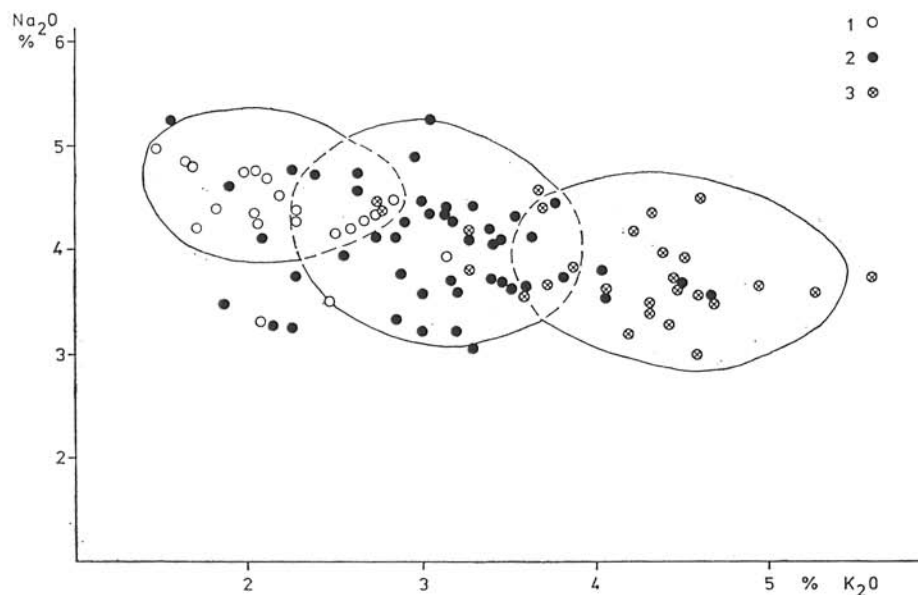


Рис. 12. Корреляционный график Na_2O — K_2O для гранитоидных пород Западных Карпат. Обозначения те же, что и на рис. 11.

Or-компонента, а тоналитов в направлении изменения содержания An-компонента.

Сравнивая отдельные типы гранитоидов Большого Кавказа и Западных Карпат по позиции на треугольнике F-A-M видно, что самые большие отличия характерны для биотитового гранодиорита (3/2), так как ограниченное поле карпатских гранодиоритов ближе к вершине „А“. Это показывает на повышенное содержание щелочей. В остальных рассматриваемых типах гранитоидов положение полей кавказских и карпатских типов приблизительно совпадает.

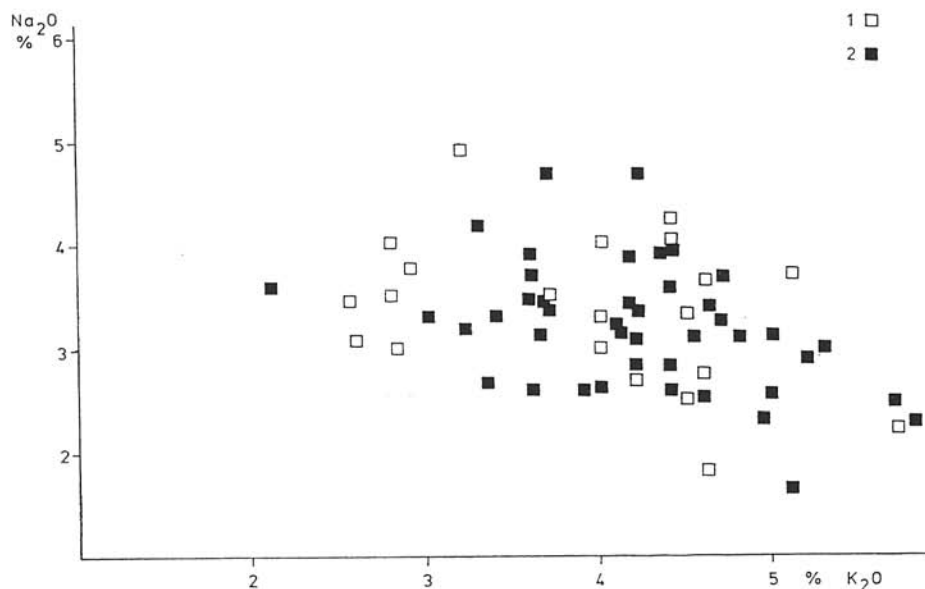


Рис. 13. Корреляционный график Na_2O — K_2O для гранитоидных пород Большого Кавказа. Обозначения те же, что на рис. 11.

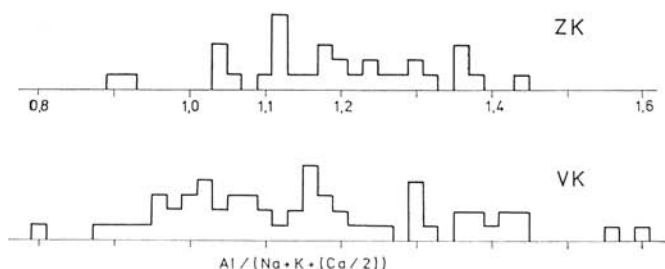


Рис. 14. Гистограммы значений $\text{Al} / [\text{Na} + \text{K} + (\text{Ca}/2)]$ (атомные отношения) для варискийских гранитоидов Западных Карпат и Большого Кавказа, заимствованы из работы Кломински и др. (1981), стр. 312.

Пояснения: ЗК—Западные Карпаты; ВК—Большой Кавказ.

Из соотношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ на графиках рис. 11, 12 и 13 видно сравнительно хорошее отличие отдельных рассматриваемых типов гранитоидов — от гранитов до тоналитов — для Западных Карпат (рис. 12). Этот факт не характерен для гранитоидов Большого Кавказа (рис. 13), так как поля отдельных типов кавказских гранитоидных пород взаимно перекрываются. Следует отметить, что пределы содержаний Na_2O во всех типах гранитоидов Западных Карпат варьируют от 3 до 5,5 %. Не наблюдается зависимости колебания содержания Na_2O от кислотности породы. Наоборот, содержание K_2O является сравнительно

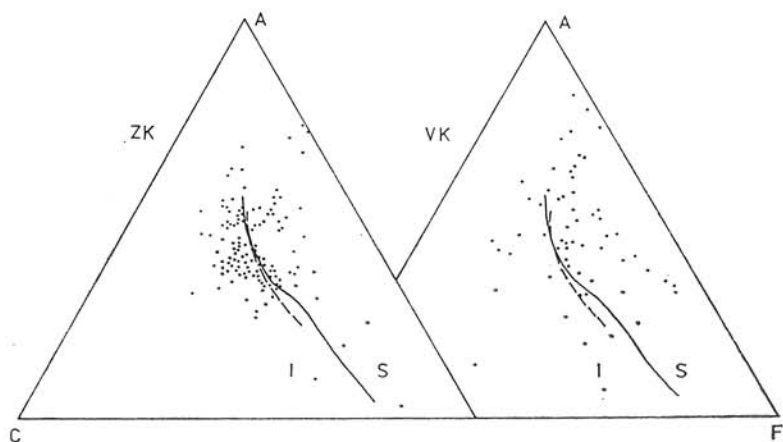


Рис.15. А—С—F диаграмма для варисцийских гранитоидов Западных Карпат и Большого Кавказа.

Пояснения: полная линия отделяет I и S гранитоиды Чешского массива, пунктирная линия — I/S типы австралийских палеозойских гранитоидов по Гайну и др. (1978). Заимствовано из работы Кломински и др. (1981), стр. 313.

хорошим показателем общей кислотности породы, так как граниты Западных Карпат содержат 3,5—5,5 % K_2O , гранодиориты 2—4 % и тоналиты 1—3 %. На рис. 11 видно, что гранодиориты Большого Кавказа имеют более основной характер по сравнению с гранодиоритами Западных Карпат; наблюдается также негативная корреляционная зависимость обоих элементов.

Рис. 14 и 15 показывают, что согласно примененной классификационной оценке гранитоиды Западных Карпат относятся в большей мере к „I“ типам, а гранитоиды Большого Кавказа к „S“ типам. Уже было упомянуто, что такая классификация гранитоидов Западных Карпат связана с тем, что они образовались путем анатексиса и переплавления корового осадочного вулканического комплекса пород, состоящего как из осадочных компонентов, так и компонентов основных пород мантийного происхождения (толеитового характера).

Заключение

1. Интрузивные гранитоидные породы Западных Карпат и Большого Кавказа имеют не только много общих, но и ряд отличающихся признаков. В обоих

Таблица 2

Значения Or—Ab и Or—Ab—Q анализированных гранитоидов области Западных Карпат

	ZK	Or	Ab	An	Or	Ab	Q
1/1	8	38	57	4	25	38	36
	27	43	49	6	28	32	39
	33	44	49	5	26	28	44
	35	43	51	6	27	33	39
	41	38	57	4	26	39	33
	42	29	63	7	17	37	45
	44	45	48	6	31	33	35
	55	48	47	4	32	31	35
	61	43	53	35	27	33	38
	63	48	76	25	35	55	9
	68	46	50	2	27	30	41
	69	40	59	1	26	39	33
	90	37	56	7	22	34	43
	91	50	47	2	35	33	31
	125	39	56	4	23	33	42
1/2	9	32	51	16	21	34	43
	15	30	57	12	20	38	40
	23	31	54	14	22	39	37
	43	34	58	7	22	38	38
	54	37	53	9	24	34	41
	59	29	66	4	19	44	36
	100	15	81	3	8	48	43
	116	23	65	11	19	52	28
	122	42	54	3	29	37	33
124	23	64	12	15	44	39	
2/1	2	31	56	11	22	40	36
	6	31	55	12	23	40	36
	17	25	66	7	16	41	41
	19	44	43	11	29	28	42
	26	39	47	13	27	33	38
	34	42	48	10	30	34	35
	60	32	64	3	21	43	34
	66	41	47	10	28	33	38
	95	31	51	16	23	38	37
111	31	63	4	19	39	41	
2/2	4	34	57	7	23	38	38
	18	30	54	13	22	36	41
	22	26	57	16	19	42	37
	29	32	53	14	23	39	36
	48	19	60	20	16	50	33
	50	26	58	15	18	41	40
	52	19	80	—	11	49	39
	64	34	71	5	22	46	30
	67	34	51	13	23	34	42
	70	18	57	23	13	41	45
	71	30	54	15	20	37	43
	72	27	54	18	18	35	46
	76	40	50	9	28	35	36
	84	39	60	—	19	30	50

Продолжение табл. 2

ZK	Or	Ab	An	Or	Ab	Q
	85	23	67	9	15	37
	93	32	58	10	19	46
	94	29	61	9	19	38
	96	28	64	7	16	45
3/1	3	24	56	18	18	39
	16	23	70	6	15	39
	62	34	54	11	24	37
	112	42	51	5	25	43
3/2	10	33	56	10	23	37
	11	17	57	24	16	36
	14	34	49	16	24	41
	21	31	58	10	23	34
	25	28	57	14	20	36
	29	32	57	10	23	34
	30	23	55	21	18	37
	40	11	61	26	8	43
	56	34	58	7	22	39
	58	25	57	16	18	40
	73	21	58	19	12	53
	74	28	56	16	22	32
	79	34	53	12	24	37
	3/2	80	17	59	23	15
81		14	61	24	9	52
86		13	78	7	7	47
89		10	74	14	6	54
92		39	47	13	30	33
97		23	72	4	14	39
98		24	70	4	14	43
99		25	70	4	15	41
104		31	62	6	16	51
120		28	58	13	19	41
4/1	5	18	61	20	15	33
	13	82	10	6	25	71
	49	88	6	4	28	69
	102	48	51	1	29	38
	113	14	72	13	11	32
	118	14	64	20	11	36
4/2	1	21	61	17	18	27
	7	17	60	21	14	35
	12	8	65	27	7	39
	20	14	60	24	12	37
	28	14	49	35	16	27
	37	6	68	25	5	37
	38	16	55	28	12	45
	46	16	61	22	12	37
	47	13	58	27	9	47
	57	18	52	29	14	42
	75	9	63	28	8	37
	78	17	59	23	14	37
	82	12	56	30	9	47
	83	16	55	28	11	48

Продолжение табл. 2

ZK	Or	Ab	An	Or	Ab	Q
88	9	65	25	6	43	51
114	14	73	11	11	58	29
115	14	70	14	11	54	33
121	9	72	18	7	54	38

Обозначения: анализы полученные вычислением и зномального пересчета по Милке и Винклеру (1979), расклассифицированы в отдельные петрографические группы на основе модальной классификации IUGS, 1973. Номера под символом „ZK“ обозначают отдельные пробы гранитоидов Западных Карпат, опубликованные в работе Цамбел и др. (1982). Классификационные символы 1/1 и остальные объяснены в табл. № 1.

Т а б л и ц а 3

Значения Or—Ab—An и Or—Ab—Q анализированных гранитоидов области Большого Кавказа

	Or	Ab	An	Or	Ab	Q
1/1	40,5	55,1	4,2	27,1	36,9	35,9
	38,9	52,6	8,3	23,4	31,6	44,8
	36,7	60,2	2,9	25,8	42,3	31,7
	45,6	49,5	4,8	28,7	31,2	40,0
	48,7	47,8	3,3	29,9	29,3	40,7
	39,9	57,8	2,1	22,6	32,8	44,5
	48,7	46,0	5,1	31,0	29,3	39,6
	39,7	47,9	12,2	26,4	31,8	41,7
	41,6	53,3	5,0	26,0	33,4	40,4
	38,9	36,5	4,4	22,7	33,1	44,0
	32,3	43,7	3,8	33,3	27,8	38,7
2/1	43,2	42,6	14,1	27,0	26,6	46,3
	47,9	46,0	6,0	28,2	27,0	44,6
	30,8	54,9	14,1	18,8	33,5	47,6
	42,4	46,3	11,2	29,9	32,7	37,3
	31,9	59,0	8,9	24,6	45,5	29,7
	39,3	48,8	11,8	29,8	37,0	33,0
	43,6	43,0	13,3	28,2	27,9	43,7
	36,9	48,1	14,9	28,2	36,8	34,9
	39,9	50,7	9,2	26,5	33,6	39,7
	35,3	60,0	4,5	21,5	36,5	41,8
	59,8	35,1	5,0	37,5	22,0	40,4
	48,1	43,7	8,0	31,2	28,4	40,3
	54,7	37,0	8,2	36,2	24,6	39,0
	42,7	43,6	13,5	27,2	27,7	44,9
	38,8	41,9	19,2	25,2	27,2	47,3

Продолжение табл. 3

	Or	Ab	An	Or	Ab	Q
3/1	42,3	53,7	3,9	25,3	32,1	42,4
	44,6	51,2	4,1	24,7	28,3	46,9
	48,2	45,0	6,7	27,4	25,6	46,9
	49,5	42,5	7,8	28,4	24,4	47,0
	45,6	48,9	5,4	24,9	26,7	48,3
	61,9	35,6	2,3	29,6	17,0	53,2
	50,0	44,0	5,9	31,5	27,7	40,7
	51,7	42,1	6,1	30,5	24,9	44,4
	33,9	48,9	17,1	25,3	36,3	38,0
	38,2	44,5	17,1	24,0	28,0	47,9
	38,1	47,3	14,5	22,4	27,9	49,6
	36,0	47,3	16,5	25,7	33,7	40,5
	30,8	53,9	15,1	19,7	34,3	45,6
3/1	23,1	55,3	21,4	15,6	37,4	46,8
	48,2	46,5	5,2	27,8	26,8	45,3
	19,1	67,9	12,8	10,8	38,4	50,6
	33,5	50,5	15,9	22,0	33,2	44,6
	43,8	50,8	5,3	27,9	32,4	39,5
	33,1	44,7	22,1	21,4	28,9	49,5
	35,1	51,8	13,0	26,6	39,3	33,9
3/2	36,7	50,7	12,4	29,9	41,4	28,5
	32,8	44,4	22,7	26,3	35,7	37,9
	19,0	60,4	20,4	13,4	42,5	43,9
	34,0	46,3	19,5	30,3	41,2	28,3
	26,9	52,7	20,2	22,1	43,2	34,5
	20,9	60,5	18,4	15,8	45,9	38,1
	32,6	52,4	14,9	22,8	36,6	40,4
	23,5	64,7	11,7	18,6	51,3	29,9
	10,6	52,5	36,8	8,4	41,9	49,6
	15,3	52,1	32,5	11,5	39,4	48,9
	26,5	50,7	22,6	21,9	41,9	36,0
	32,2	49,9	17,8	25,4	39,5	34,9
	22,3	58,2	19,4	16,5	43,1	40,3
	41,4	44,3	14,1	26,7	28,6	44,5
	25,5	52,8	21,6	17,2	35,5	47,1
	37,8	27,8	34,3	32,5	23,9	43,4
	23,5	64,7	11,7	18,6	51,3	29,9
	21,3	58,8	19,7	16,8	46,3	36,8
	39,6	47,9	12,4	23,8	28,8	47,3
	15,7	58,6	25,5	11,2	41,8	46,9
	32,6	54,5	12,7	26,4	44,1	29,3
	57,9	36,6	3,4	37,9	23,9	38,1
	31,4	58,6	9,8	25,0	46,7	28,1
	34,1	56,3	9,2	24,8	41,1	33,9

Обозначения то же, что и в табл. № 2.

случаях это поздневарисийские, позднеорогенные и частично, в некоторых апофизах и жильных формах Западных Карпат — посткинематические, вероятно перемские лейкократовые интрузии. Возрастные радиометрические данные дают модальные и изохронные определения возраста по K/Ar методу, колеблющееся приблизительно от 250 до 350 млн. лет для пород Западных Карпат и 280—310 млн. лет для гранитоидов Большого Кавказа. Большой диапазон значений датировки гранитоидов Западных Карпат вызван прежде всего сильными тектонометаморфическими деформациями во время становления альпийского орогена.

2. Среди гранитоидов Западных Карпат (по классификации IUGS, 1973) наблюдается петрографический тип биотитовых тоналитов, но эквивалентные гранитоидные породы на Большом Кавказе не встречаются. С другой стороны, среди гранитоидов Большого Кавказа встречаются аляскиты и монцограниты, которые в Западных Карпатах отсутствуют. В Западных Карпатах самыми распространенными являются двуслюдяные граниты, гранодиориты и биотитовые гранодиориты, а на Большом Кавказе — двуслюдяные граниты и биотитовые гранодиориты.

3. Сравнивая петрохимию эквивалентных типов гранитоидных пород, представленных в Западных Карпатах и на Большом Кавказе (напр. биотитовые граниты, гранодиориты и двуслюдяные гранодиориты) следует отметить, что по положению проекционных точек средних величин, карпатские гранитоиды имеют более основной характер по сравнению с кавказскими, с меньшим содержанием Or -компонента и большим содержанием $An-Ab$ -компонентов. Гранитоиды Большого Кавказа, в общем, богаче калием. Группа лейкогранитов имеет сходную петрохимию в обоих регионах. Что касается распределения K_2O и Na_2O , то следует подчеркнуть, что гранитоидные породы Западных Карпат больше дифференцированы по сравнению с гранитоидами Большого Кавказа, которые не проявляют такой яркой дифференциации.

4. Из петрографического анализа вытекает, что условия кристаллизации гранитоидов Западных Карпат отвечали значительно меняющимся термодинамическим параметрам и не всегда однозначным условиям остывания, доказательством чего являются присутствие генераций отдельных минералов, их вторичные изменения и тектонические деформации. В то же время на Большом Кавказе процесс застывания интрузивных гранитоидных пород был более или менее непрерывный, без больших и быстрых колебаний термодинамических параметров.

5. По классификации Чеппела и Уайта (1974) гранитоиды Западных Карпат соответствуют „I“ типу, а гранитоиды Большого Кавказа относятся преимущественно к „S“ типу.

- АФАНАСЬЕВ, Г. Д., 1950: Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Труды ИГН АН СССР, Сер. петрограф., № 38, вып. 69.
- АФАНАСЬЕВ, Г. Д. — АБДУЛЛАЕВ, Р. Н. — АЗИЗБЕКОВ, Ш. А. и др., 1968: Закономерности развития магматизма складчатых областей. Наука, Москва.
- АФАНАСЬЕВ, Г. Д. — БОРСУК, А. М. — КОНДАКОВ, Л. А. и др., 1971: Конкретные магматические формации Северного Кавказа (опыт формационного анализа эволюции магматизма длительно развивающейся горно складчатой системы. Изв. Акад. Наук СССР, Сер. геол., № 7.
- БАГДАСАРЯН, Г. П. — ГУКАСЯН, Р. Х. — ЦАМБЕЛ, Б. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, Г., 1983: Результаты Rb-Sr определений возраста метаморфических пород кристаллического комплекса Малых Карпат. Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 34, 4, с. 387 — 399.
- БАРАНОВ, Г. И., 1968: Поздний палеозой. Гранитоиды центральной и восточной части зоны Главного хребта. В кн.: Геология СССР, Недр, Москва, т. IX, ч. 1.
- БОРСУК, А. М., 1979: Мезокайнозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. Наука, Москва.
- ГУРБАНОВ, А. Г. — ЗЕМБАТОВ, С. С., 1978: Субмеридиональные ослабленные зоны и их роль в локализации полиметаллического оруденения Северной Осетии. Изв. Акад. Наук СССР, Сер. геол., № 5.
- ГУРБАНОВ, А. Г. — ЦАМБЕЛ, Б. — КЛОМИНСКИ, И. — МАЦЕК, П., (в печати): Сравнительный анализ варисских гранитоидов Большого Кавказа, Западных Карпат и Чешского массива.
- ДЕМИН, А. М. — КРОПАЧЕВ, С. М., 1965: О палеозойской истории магматизма Западного Кавказа. Вестник МГУ, № 3.
- МИХЕЕВ, Г. А. — ПОТАПЕНКО, Л. Я. — СНЕЖКО, В. А., 1975: О возрасте гранитоидов улукамского и малкинского интрузивных комплексов Северного Кавказа. Изв. ВУЗ'ов, Сер. геол. и разв., № 2.
- НАДАРЕИШВИЛИ, О. Ш., 1959: Прогрессивный контактовый метаморфизм и метаморфическая зональность кристаллических сланцев в ореоле интрузии гранитоидов Главного Кавказского хребта. Бюлл. КИМС'а, № 2.
- НАДАРЕИШВИЛИ, О. Ш., 1963: О возрасте этапов формирования гранитоидов Главного Кавказского Хребта. Труды КИМС'а, Сер. геол., вып. IV (6).
- СНЕЖКО, Е. А., 1968: Докембрий зоны Главного хребта. В кн.: Геология СССР, Недр, Москва, т. IX, ч. 1.
- ЦАМБЕЛ, Б. — БАГДАСАРЯН, Г. П. — АГАМАЛЯН, В. А. и др., 1979: Радногеохронология горных пород и молодых наложенных процессов области Малых Карпат (Словения). В кн.: Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. Наука, Москва.
- BAGDASARJAN, G. P. — GUKASJAN, R. CH. — CAMBEL, B. — VESELSKY, J., 1982: The age of Malé Karpaty Mts. granitoid rocks determined by Rb-Sr isochrone method. Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 33, 2, s. 131—140.
- CAMBEL, B. et al., 1982: Preliminary results of integrated investigation of the selected samples of the West Carpathian granitoids. Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 33, 5, s. 535—674.
- CAMBEL, B. — KAMENICKÝ, L. — KLOMÍNSKÝ, J. — PALIVCOVÁ, M., 1980: Petrochemical correlation of granitoids of the Bohemian Massif and the West Carpathians. Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 31, 1—2, s. 3—27.
- HINE, R. — WILLIAMS, I. S. — CHAPPELL, B. W. — WHITE, A. J. R., 1978: Contrasts between I-type granitoids of the Koscisko batholith. Jour. Geol. Soc. Australia (Sydney), 25, s. 219—234.
- CHAPPELL, B. W. — WHITE, A. J. R., 1974: Two contrasting granite types. Pacif. Geol. (Tokyo), 8, s. 173—174.
- KANTOR, J. — RYBÁR, M., 1979: Radiometric ages and polyphasic character of Gemeride granites. Geolog. Zborn. — Geol. carpart. (Bratislava), 30, 4, s. 433—447.
- KLOMÍNSKÝ, J. — PALIVCOVÁ, M. — CAMBEL, B. — GURBANOV, A. G., 1981: Petrochemical correlation and I/S classification of variscan granitoids from the Czech massif, West Carpathians (Czechoslovakia), and Caucasus Mts. (USSR). Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 32, 3, s. 307—317.
- KOVÁČH, A. — SVINGER, E. — GRECULA, P., 1979: Nové údaje o veku gemeridných granitov. Mineralia slov. (Bratislava), 11, 1, s. 71—77.

- MIELKE, P. — WINKLER, H. G. F., 1979: Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine. Neu. Jb. Mineral., Mh. (Stuttgart), 10, s. 471—480.
- STRECKEISEN, A., 1973: Plutonic rocks: classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommision on the systematics of igneous rocks. Geotimes (Washington), 10, s. 26—30.

Рукопись получена 23 августа 1983