

БОГУСЛАВ ЦАМБЕЛ* — СЕРГЕЙ ПЕТРОВИЧ КОРИКОВСКИЙ**

ВАРИСЦИЙСКИЙ РЕТРОГРАДНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И АЛЬПИЙСКИЙ ДИАФТОРЕЗ В КРИСТАЛЛИНИКЕ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

(Рис. 3)

Резюме: В предложенной работе авторы анализируют состояние взглядов на образование „диафторитов“ (в широком смысле слова) и приводят критерии для различия продуктов варисцийского ретроградного метаморфизма и альпийского диафтореза в кристаллинике Западных Карпат. Они дают характеристику продуктов варисцийского ретроградного метаморфизма и термодинамические условия их образования. Подобным образом они характеризуют и породы, которые являются продуктами альпийского диафтореза.

Варисцийский ретроградный метаморфический процесс характеризуется 3 ступенями ретроградного метаморфизма, который произошел в интервале температур от 570 до 330 °C на 3 главных этапах:

1. мусковитовом ($T = 570\text{—}500\text{ }^{\circ}\text{C}$); 2. мусковит-хлоритовом ($T = 500\text{—}400\text{ }^{\circ}\text{C}$); 3. серицит-хлоритовом ($T = 400\text{—}300\text{ }^{\circ}\text{C}$). Альпийский диафторез происходил в условиях хлоритовой метаморфической фации. В отличие от продуктов варисцийского ретроградного метаморфизма он не имеет такого большого регионального распространения, как предполагалось до этого. Альпийские диафториты были образованы главным образом в узких мylonитовых зонах и других тектонических структурах, но особенно вблизи мезозойских пород встречающихся в кристаллинике. В альпийских диафторитах может преобладать катаклаз или бластез. Варисцийский ретроградный метаморфизм и альпийский диафторез можно различить и при помощи радиометрических методов датирования.

Abstract: In the present paper the authors analyse the views on formation of “diaphorites” *sensu lato* and they present criteria distinguishing products of the Variscan retrograde metamorphism and Alpine diaphoresis in the crystalline complex of the West Carpathians. Products of the Variscan retrograde metamorphism and thermodynamic conditions of their formation are characterized. Rocks being products of the Alpine diaphoresis are characterized as well.

Variscan retrograde metamorphic process is characterized by 3 stages of retrograde metamorphism which took part in temporal interval ranging from 570 to 330 °C during 3 main periods: 1. muscovite ($T = 570\text{—}500\text{ }^{\circ}\text{C}$), 2. muscovite-chlorite ($T = 500\text{—}400\text{ }^{\circ}\text{C}$), 3. sericite-chlorite ($T = 400\text{—}300\text{ }^{\circ}\text{C}$). The Alpine diaphoresis took part in the conditions of chlorite metamorphic facies. In contrast to products of the Variscan retrograde metamorphism it is not so widely spread as supposed before. The Alpine diaphorites were formed especially in narrow mylonite zones and other tectonic structures, but particularly near the Mesozoic rocks occurring in the crystalline complex. Cataclasis and blastesis may prevail in the Alpine diaphorites. The Variscan retrograde metamorphism and Alpine diaphoresis can be distinguished also by means of radiometric dating methods.

Введение

Проблема диафторитов, их генезиса и возраста решается в Западных Карпатах уже долгое время. Генетическая интерпретация диафторитов была всегда

* Акад. Б. Цамбел, Геологический институт Словацкой академии наук, Дубравска цеста 9, 814 73 Братислава.

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

под влиянием основных геологических взглядов, господствующих в определенном периоде и касающихся стратиграфии и геологии кристалликума. Дело было особенно в том, был ли автор сторонником влияния двух или нескольких магматическо-орогенетических циклов в геологической истории кристалликума Западных Карпат.

Объемную и относительно детальную работу о продуктах альпийского тектонометаморфизма (динамометаморфизма) гранитоидных пород в районе Малых Карпат дал Цамбел (Cambel, 1956), который здесь подытожил состояние нынешних взглядов на процессы диафтореза, милонитизации, какиритизации, динамическо-механических изменений пород и образование катаклазитов и процессов бластеза проявившегося в разной интенсивности после предыдущего динамометаморфизма. Эти альпийские процессы и их продукты, исследованные в районе Малых Карпат можно, найти в разных местах всего кристалликума в Западных Карпатах. Альпийский тектонометаморфизм может проявляться также в узких зонах районов с типичными продуктами ретроградного метаморфизма варисцийского тектономагматического цикла (в слюдяных сланцах и филлонитах), которые регионально распространены. Процессы альпийского диафтореза (динамометаморфизма и тектонометаморфизма) имеют в районе Малых Карпат как правило относительно чистый вид и их можно описать как проявления, типичные для альпийских процессов (см. соответствующие главы настоящей статьи).

В районе Западных Карпат находятся большие комплексы пород, которые являются продуктами ретроградного метаморфизма, во время которого происходила рекристаллизация на регрессивных этапах метаморфических процессов варисцийского гранитного плутонизма при разных, но относительно высоких термодинамических условиях. Были образованы разные слюдяные сланцы, слюдяно-сланцевые гнейсы, филлониты и другие породы. Эти породы встречаются в ядерных горных цепях и в вепоридах. Объяснение генезиса и возраста образования приведенных пород описываемых у нас как „диафториты“ привело западнокарпатских геологов к разным, часто противоположным взглядам. Коротко суммируя эти взгляды мы приводим следующее:

Еще недавно главным источником образования т. н. „диафторитов“ считали альпийский орогенез, о котором предполагалось, что в течение этого периода могли быть образованы типичные диафториты, а также породы являющиеся продуктами прогрессивного альпийского метаморфизма достигающего даже амфиболитовой метаморфической фации. Так напр. Я. Каменницкий (J. Kamenický, 1982) в заключении своей статьи о диафторитах говорит, что оба продукта альпийского прогрессивного и варисцийского ретроградного метаморфизма были образованы при одинаковых P-T условиях и температурах от 400 до 450 °C и давлениях от 0,6 до 0,7 МПа. Тот же автор (J. Kamenický, 1967, с. 360) говорит, что диафторитические слюдяные сланцы и филлониты краповогольской зоны имеют мелкотектонические структуры, совпадающие с тектоническими элементами мезозоя, что приводит автор в доказательство альпийского возраста „диафторитов“. Но он не исключает и возможность варисцийского диафтореза.

Главной причиной для подтверждения существования диафтореза Я. Каменницкий считает находку „диафторитов“ в карбонских и пермских конгломератах горной цепи Иновец (J. Kamenický, in Cambel et al., 1961) и в перм-

ских конгломератах любиевской зоны вепорид. Я. Каменицкий (J. Kamenický, 1981, с. 21) как защитник значительного появления докембрийских формаций в районе Западных Карпат (ярабская и кокавская серии) представляет себе образование вариссийских „диафторитов“ как продуктов ретроградного преобразования вышеметаморфизованных мигматитов и гнейсов, образованных в древних докембрийских тектономагматических циклах (далсландский метаморфизм), которые были диафторированы особенно на начальных этапах вариссийского орогена или снова метаморфизованы на прогрессивном этапе вариссийского или альпийского орогенетических циклов.

Аналогичные взгляды на генезис слюдяных сланцев и филлонитов как диафторированных пород в горной цепи Трибеч были также у Криста (Krist 1971), который тоже предполагает прогрессивный метаморфизм вплоть до условий гранат-альмандиновой фации доальгонкски высокометаморфизованных пород (вероятно на ассинтской стадии складкообразования) и ретроградный метаморфизм этих метаморфитов в вариссийском и альпийском орогенах. Оба автора (Kamenický, J., 1981, 1982; Krist, 198, с. 9) следующей причиной существования вариссийского ретроградного метаморфизма считают результаты К-Аг определений возраста „диафторитических слюдяных сланцев“, опираясь на результаты датировки Кантора (Kantor, 1960, 1961) и Цамбела и др. (Цамбел и др., 1977, 1979; Cambel et al., 1980). Крист (1980) уже ясно говорит о вариссийском диафторезе пород, раньше высокометаморфизованных (мигматитов), которые были образованы на первых этапах вариссийского цикла или в каледонском цикле. При этом он опирается на данные о возрасте сигланского гранодиоритового плутона, возраст которого был определен U-Th-Pb методом на 380 млн. лет (Цамбел и др., 1977; Cambel et al., 1980). Возраст диафторитов он относит к поздневариссийскому периоду (около 260 млн. лет) согласно данным, приведенным Цамбелом и др. (1979, с. 52).

Настоящая статья опирается не только на геохронологические данные, а особенно на детальное изучение термодинамических условий образования пород на основе минеральной ассоциации. Это дает прочную основу для генетической интерпретации, так как существующие взгляды на возраст и образование продуктов ретроградного и диафторитического преобразования были значительно спекулятивного характера, необоснованные достаточными фактами с малым количеством геохронологических данных. По этой теме написана отдельная статья (Цамбел и др., 1986).

Вторым вопросом, связанным с образованием пород представляющих продукт ретроградного метаморфизма, является вопрос, можно ли предполагать высокий, прогрессивный метаморфизм в альпийском орогене. (Исключая метаморфизм предполагаемых плутонических процессов альпийских гранитоидов, существование которых в настоящее время сомнительно.) Образование слюдяных сланцев произошло, согласно тексту настоящей статьи, при температурах от 500 до 550 °С. Такую температуру нельзя предполагать при альпийском тектонометаморфизме, который в мезозойских формациях едва достиг Р-Т условия хлоритовой метаморфической фации. Врана (Vrána, 1964, 1966, 1980) также предполагает, что при альпийском тектонометаморфизме были созданы условия ретроградного метаморфизма, при которых в гранитоидах был образован альмандин-гроссуляровый парагенезис и в кристаллических до-

ломитах минералы кианида-хлоритоидов. Мы считаем такое утверждение необоснованным. Но Врана правильно обратил внимание на контактно-метаморфическое изменение сланцев содержащих кордиерит и андалузит в районе появления неонидных гранитных выступов находящихся в глубине и часто не выходящих на поверхность. Это предположение было позже подтверждено пробурением роховецкого гранита в глубину 400—500 м под поверхность. Эти гранитоидные тела дали К-Аг методом возраст 80—90 млн. лет. Сегодня эти гранитоиды в вепоридах считают поздневарисийскими. Таким образом было возможным объяснить, что метаморфизм кристаллических сланцев был вызван этими интрузивными породами в фундаменте сланцев вепорикума, он не является продуктом разогретия пород во время альпийских тектонических процессов. Вышеприведенный случай намечает, что прогрессивный контактовый метаморфизм сланцевого покрова в вепоридах не альпийского возраста и он происходит из самостоятельного варисийского гранитоидного до- или постсреднекарбонского пермского плутонизма. И в дальнейшем остается обоснованным предположение, что альпийские орогенетические процессы не образовали метаморфические условия иной степени, чем термодинамические условия хлоритовой фации. Это подтверждают также результаты исследований приведенные в настоящей статье. К такому генетическому и петрологическому анализу слюдяных сланцев и филлонитов как продуктов варисийского ретроградного метаморфизма пришлось особенно после петрологических исследований проведенных С. П. Кориковским.

Проблемы ретроградного метаморфизма и диафтореза

Процессы средне- и низкотемпературного диафтореза и ретроградного метаморфизма с различной интенсивностью проявлены во всех выступах кристаллического фундамента Словакии. Эти процессы накладываются на граниты, гнейсы и сланцы, которые превращаются либо в мусковитизированные, серицитизированные и хлоритизированные породы, сохраняющие реликты первичных структур и минералов, либо в мусковит-хлоритовые и серицит-хлоритовые катаклазиты, милониты, бластомилониты и филлониты.

Наиболее широко регрессивный метаморфизм проявляется вдоль всякого рода тектонических швов, где дробление способствовало просачиванию низко- и среднетемпературных растворов. Например, хлорит-серицитовые катаклазиты и милониты развиты в зонах надвигов и тектонических контактов мезозойского, а в некоторых случаях и верхнепалеозойского, чехла с породами кристалликума. С другой стороны, внутри кристаллических комплексов Западных Карпат известны протяженные линейные зоны хорошо рассланцеванных хлорит-мусковитовых бластомилонитов, ориентировка которых совпадает с направлением варисийских, а не альпийских структур, и для которых более вероятен доальпийский возраст. В отличие от низкотемпературных, среднетемпературные изменения, особенно мусковитизация, локализуются не только в тектонических линнеаментах, но приурочены также к экзоконтактам варисийских гранитных массивов и пегматоидных жил.

Типичными новообразованиями регрессивной стадии являются: мусковит, мелкошуйчатый вторичный биотит, турмалин, хлорит, хлоритоид, серицит, альбит, эпидот, актинолит, карбонат и кварц. Эти минералы возникают

в результате следующих реакций, характерных для диафторированных кристаллических толщ Западных Карпат. Гранат замещается хлоритом, вторичным мелкочешуйчатым биотитом, либо агрегатом хлорит-серицитового или хлорит-биотитового состава. Первичный метаморфический биотит может замещаться мусковитом, серицитом, хлоритом (с многочисленными вростками сагенита, а иногда лейкоксена или окислов железа), или агрегатом этих слюд. Ставролит в сланцах окружается и разъедается реакционными оторочками мусковита (серицита), а иногда — сростками серицита и хлоритоида. Зеленая роговая обманка на регрессивном этапе замещается с краев бесцветным или слабо-зеленоватым амфиболом с примесью эпидота и хлорита. Продукты замещения плагиоклаза наиболее разнообразны. Это мусковит, серицит, альбит, либо минеральные агрегаты: альбит + клиноцоизит, альбит + серицит, альбит + клиноцоизит (цоизит) + серицит, альбит + цоизит + кальцит. Частичное или полное замещение отдельных минералов сопровождается сериями микроскопических кварцевых, кварц-серицитовых, кварц-альбитовых, кварц-турмалиновых, серицит-хлоритовых, кварц-карбонатных и других прожилков, густо насыщающих диафторированные породы.

Структуры, возникающие при регрессивных изменениях, весьма разнообразны. Иногда — это просто псевдоморфозы по высокотемпературным минералам, с сохранением первичной структуры исходной породы. В других случаях процесс сопровождается чисто механическими деформациями: истиранием или дроблением отдельных зерен на угловатые фрагменты, появлением мозаичного угасания в кварце, пластичным изгибанием чешуек слюд. При этом образуются катаклазиты и милониты. Если бластез достаточно интенсивен, то низкотемпературные минералы формируют хорошо раскристаллизованный агрегат, появляется вторичная наложенная сланцеватость (иногда — нескольких генераций) и гнейсы, граниты и сланцы превращаются в бластомилониты и филлониты. Они могут содержать реликты высокотемпературных минералов, но регенерация может быть и полной, без каких-либо реликтов.

В общем, изучение регрессивно измененных пород показывает, что их локализация, минеральный состав, степень кристаллобластеза и генетические взаимосвязи с тектоническими событиями в регионе весьма разнообразны. Поэтому для кристалликума Словакии, как и для других регионов с аналогичным строением, главная проблема регрессивного метаморфизма — генезис и возраст процесса. В отношении Западных Карпат эти проблемы можно сформулировать следующим образом:

1. Возраст регрессивных процессов: связаны ли они с ретроградным этапом варисийского тектоно-метаморфического цикла или преимущественно с альпийским диафторезом?

2. Если были проявлены оба регрессивных акта, то имеются ли петрологические и геологические критерии различия поздневарисийских и альпийских процессов?

3. Возможный источник флюидов: остывающие массивы синметаморфических (то-есть синхронных с метаморфизмом) гранитов; гидротермальные проявления ретроградного этапа варисийского метаморфического цикла; клинья тектонизированного и метаморфизованного верхнепалеозойско-мезозойского осадочного чехла; или альпийские гидротермы, циркулирующие вдоль тектонических швов глубинного заложения?

Проведенный нами петрологический анализ показал, что на исследованных участках нередко проявлены оба процесса: варисский ретроградный метаморфизм и альпийский диафторез. Их физико-химические условия и минеральные ассоциации имеют как черты сходства, так и существенные различия обусловленные разницей термодинамических режимов в варисском и альпийском циклах. В нашей статье мы хотели бы акцентировать внимание именно на этих различиях. Однако прежде чем перейти к анализу конкретного материала, необходимо остановиться на понятиях „ретроградный метаморфизм“ и „диафторез“, поскольку в петрологической литературе они иногда смешиваются или употребляются в одинаковом смысле (Glossary of Geology, 1972; Turner, 1968).

Петрологические различия между ретроградным метаморфизмом и диафторезом

Под общим термином „регрессивный метаморфизм (retrogressive metamorphism)“ обычно понимается любое замещение высокотемпературных ассоциаций более низкотемпературными. Это может происходить на ретроградной стадии единого метаморфического цикла, или при наложении молодого цикла метаморфизма на более древний и более высокотемпературный. В ранних исследованиях, когда критерии того или другого типа процесса не были разработаны, понятия „диафторез“ и „регрессивный метаморфизм“ употреблялись как синонимы (Веске, 1909; Knopf, 1931). Такой подход нередко сохраняется и до настоящего времени (например — Turner, 1968). Однако разнообразие причин, вызывающих регрессивные замещения, сделало необходимым уточнение терминологии. Первый шаг в этом направлении сделал Харкер (Harker, 1939), который ввел термин „ретроградный метаморфизм (retrograde metamorphism)“ для обозначения низкотемпературных наложенных процессов на нисходящей ветви (на стадии охлаждения) каждого моноциклического комплекса, вызванных падением температуры. Этот термин нашел широкое применение, и мы придерживаемся его в настоящей работе.

Позднее Хсю (Hsu, 1955) подчеркнул необходимость четко ограничивать процессы повторного низкотемпературного метаморфизма (диафтореза) от собственно ретроградных (в понимании А. Харкера). Диафторез, представляющий собой наложение нового по времени тектоно-метаморфического цикла, в отличие от ретроградного метаморфизма может происходить и при повышении температуры, что имеет место, когда Р-Т условия нового прогрессивного этапа ниже параметров предшествующего цикла. В этом случае наложение минеральных ассоциаций нового этапа на породы фундамента имеет, по отношению к последним, регрессивный характер, несмотря на прогрессивную направленность процесса в целом. Для таких явлений К. Дж. Хсю предложил термин „полиметаморфический диафторез (polymetamorphic diaphthoresis)“ или просто диафторез. В большинстве современных работ понятие „диафторез“ употребляется именно в интерпретации Хсю, и мы используем его в том же смысле.

Таким образом, утвердившееся в литературе разделение регрессивного метаморфизма на 2 основных типа — ретроградный метаморфизм и диафторез — очень важно в генетическом отношении. Оба процесса могут быть сходны по

результатам, но их петрологическая сущность и время проявления совершенно различны.

Особенности ретроградного метаморфизма

Ретроградный метаморфизм — это замещение парагенезисов прогрессивного этапа более низкотемпературными ассоциациями и минералами на стадии понижения температур (отступления геоизотерм), в условиях единого метаморфического цикла.

Ретроградные преобразования проявлены в любом метаморфическом комплексе, но с разной интенсивностью, которая зависит от обилия остаточных флюидов, циркулирующих в породах после завершения прогрессивного этапа и гранитообразования. В отличие от метаморфизма прогрессивной стадии, ретроградные процессы проявлены крайне неравномерно, локализуясь в участках повышенной проницаемости, вторичного расслаивания, дробления.

Минералогически они выражаются двояко: в появлении ретроградной зональности в краях зерен высокотемпературных минералов (граната, амфибола, плагиоклаза), или в виде прямого замещения одних фаз другими.

Ретроградная зональность в метаморфических минералах была установлена при микрозондовых исследованиях. Оказалось, что после максимума метаморфизма, по мере снижения температуры между минералами продолжают идти $Mg-Fe$, $Mn-Fe$ и $Na-Ca$ обменные реакции, в результате чего в высокотемпературных минералах возникают внешние ретроградные оторочки. Например, в гранатовых зернах формируется краевая зона, обогащенная Fe и Mn , а иногда и Ca . В биотитах — снижается содержание Fe и Ti , а в амфиболах — Fe , Ti и Al , что приводит к осветлению биотитов и обрастанию роговых обманок каймами бесцветного амфибола. В плагиоклазах возникает обратная зональность (более кислая внешняя оторочка), с параллельным снижением натровости сосуществующих амфиболов и возрастанием примеси Ca в гранатах. Изучение зональных минералов позволило во многих регионах с помощью геотермометрии реконструировать $P-T$ тренды ретроградного этапа метаморфизма (Hollister, 1982; Schenk, 1984). Оказалось, что после пика метаморфизма ретроградные реакции проявляются в интервале падающих температур от 600 до 300 °C. В некоторых комплексах эти реакции настолько интенсивны, что зональность минералов прогрессивного этапа стирается, и для них удается реконструировать только ретроградную половину метаморфического $P-T$ тренда (Перчук и др., 1983).

Наряду с обменными реакциями, в тех же породах происходят обычные средне- и низкотемпературные ретроградные замещения — образование вторичного биотита, мусковита (серицита), хлорита, эпидота, альбита, соссюрита, вплоть до полных псевдоморфоз по высокотемпературным минералам. Их изучение позволяет выделять ряд наложенных друг на друга ретроградных ступеней равновесия. По характеру реакционных замещений и составу сопутствующих прожилков можно судить о привносе-выносе компонентов и общей петрохимической тенденции ретроградного процесса.

Ретроградные реакции часто наследуют некоторые черты прогрессивного этапа — специфику флюидного режима данного ореола (например, повышенную активность некоторых летучих — B , F), интенсивность кливажа и расслаива-

цевания, иногда — близкую глубинность процесса (в случае изобарического охлаждения). Ряд исследователей (Коржинский, 1955; Кориковский, 1967; Соколов, 1970; Глебовицкий—Бушмин, 1983), обращали внимание на тесные корреляции ретроградного метаморфизма с автометасоматическими процессами в синметаморфических гранитах и пегматитах. Например, ретроградная мусковитизация или серицитизация сланцев и гнейсов характерна для комплексов, в гранитоидах которых мусковитизация является ведущим автометасоматическим процессом. Региональная низкотемпературная альбитизация типична для тех формаций, где гранитоиды характеризуются натровым профилем автометасоматоза (Дюфур и др., 1968). Отмечается, что и ретроградные, и постмагматические процессы имеют в каждом комплексе совпадающую общую метасоматическую направленность — либо в щелочную сторону (калишпатизация, альбитизация, биотитизация), либо в сторону кислотного выщелачивания (мусковитизация, серицитизация, окварцевание).

Все это свидетельствует в пользу того, что ретроградный метаморфизм называется циркуляцией остаточных постмагматических флюидов, отделяющихся при кристаллизации синметаморфических гранитоидов (Korikovskiy, 1985). Гидротермальный источник растворов подтверждается изобилием мельчайших кварцевых, серицитовых, альбитовых, хлоритовых прожилков, характерных для ретроградно измененных гнейсов, сланцев и гранитов. Масштабы ретроградного метаморфизма определяются двумя обстоятельствами. Во-первых — количеством остаточных флюидов, которое сильно колеблется в разных синметаморфических гранитоидах и даже в разных частях отдельных массивов. Во-вторых — наличием путей циркуляции этих флюидов, то есть зон повышенной проницаемости или дробления.

Правда, в регионально-метаморфических комплексах связь ретроградного метаморфизма с конкретными телами гранитов не всегда выражена так явно, как в гипабиссальных условиях. Чем ниже температура ретроградного процесса, и чем больше площадь ореола, тем вероятнее значительное удаление растворов от их источника, и последующая локализация в узких тектонических зонах, рассекающих и граниты, и метаморфические породы. Однако процесс формирования низкотемпературных бластомилонитовых зон в конце метаморфического цикла, в принципе не отличается от образования хлорит-серицитовых милонитов и зеркал скольжения в мезо- и гипабиссальных гранитах на гидротермальной стадии их кристаллизации. Вся разница — только в масштабах и глубинности процессов.

Особенности диафтореза

Диафторез (Hsu, 1955) определяется как повторная более низкотемпературная перекристаллизация метаморфических пород в условиях нового тектонического и метаморфического цикла. В этом новом цикле диафторез всегда комплементарен (одновременен) с прогрессивным метаморфизмом молодых супракрустальных образований. Интенсивность диафтореза, естественно, не может превышать степени прогрессивного метаморфизма второго цикла.

В зависимости от происхождения растворов, диафторез проявляется двояко. Если единственный их источник — межпоровые флюиды из метаморфизованных и подвинутых под кристаллинику молодых осадков, то количество таких

флюидов, проникающих в кристаллический фундамент, вряд ли может быть велико. Диафторез этого типа фиксируется лишь в узких зонах соприкосновения чехла и фундамента, чаще всего — в их тектонических контактах. Характер процесса — изохимическая гидратация на фоне дробления, без заметного метасоматоза, поскольку кислотность и агрессивность захороненных, а затем мобилизованных метаморфогенных флюидов несравнимо меньше, чем постмагматических. Гидротермальные прожилки редки. Резкий дефицит флюидов является причиной слабого кристаллобластеза дробленных пород, а сами диафториты этого типа обычно имеют облик катаклазитов, милонитов и ультрамилонитов.

Процесс выглядит по-иному, если диафторез фундамента связан с воздействием гидротермальных или иных эндогенных флюидов нового цикла. Диафторез этого типа по минеральному выражению и химизму очень сходен с ретроградным метаморфизмом. Для него также характерны обменные реакции с образованием регрессивной зональности в минералах, реакционные замещения высокотемпературных фаз низкотемпературными, интенсивный кристаллобластез, возникновение серии гидротермальных прожилков с различной рудной минерализацией. Однако критерии различия такого диафтореза и ретроградного метаморфизма существуют.

Главный признак диафторитической природы регрессивного процесса — идентичность вторичных парагенезисов, наложенных на породы фундамента, с прогрессивно-метаморфическими ассоциациями чехла в зоне их непосредственного контакта. Только это может доказать единство времени и Р-Т параметров обоих процессов.

Другое важное свидетельство диафтореза — одинаковый состав и степень насыщения синметаморфическими гидротермальными прожилками пород чехла и фундамента. Если потоки флюидов, вызывающих диафторез кристаллических пород и прогрессивный метаморфизм осадочных толщ, имеют глубинный источник, естественно ожидать, что и жильный комплекс в тех и других будет идентичен.

Дополнительными признаками диафтореза являются: совпадение соответствующих стадий деформаций в фундаменте и чехле, интенсивности кристаллобластеза и расщепления, режима летучих компонентов. В совокупности эти и ряд других критериев позволяют отличить проявления ретроградного метаморфизма раннего цикла от диафтореза, связанного с более молодым, наложенным тектоно-метаморфическим этапом.

Ретроградный этап варисийского цикла метаморфизма

Многочисленные геологические и палинологические данные (Самбел — Чорна, 1974; Čorná — Kamenický, 1976; Klinec — Pländerová — Miko, 1975; Pländerová — Vozárová, 1978; Cambel — Pländerová, 1985) показывают, что субстратом подавляющей части кристаллических толщ Словакии являются осадочные и вулканогенно-осадочные породы палеозоя — от нижнего кембрия до нижнего карбона. Не отрицая возможности того, что на некоторых участках кристаллического Словакии могут быть установлены проявления каледонского цикла метаморфизма, мы, как и большинство исследователей полагаем, что главный этап метаморфизма и гранитообразования — варисий-

ский. Это подтверждается многочисленными K-Ar определениями (Kantor, 1959, 1960, 1961; Цамбел и др., 1977, 1979; Cambel et al., 1980; Багдасарян и др., 1977), а за последнее время — Rb-Sr изохронными датировками гранитов и метаморфических толщ на примере Малых Карпат (Bagdasarjan et al., 1982; Багдасарян и др., 1983, 1985).

Изучение метаморфической зональности внутри отдельных выступов кристалликума, обнаруживает проявление внутри каждого из них, как правило, одного цикла зонально-регионального метаморфизма, в течение которого формируется единый ореол с рядом конформных метаморфических зон и синорогенными гранитами в центре. Сопоставление зональных ореолов отдельных кристаллических массивов друг с другом (Малые Карпаты, Страховские горы, Поважский Иновец, Малая Фатра, Низкие Татры) показало, что все они относятся к однотипным комплексам умеренных (средних) давлений, представленных фациальными сериями андалузит-силлиманитового или промежуточного кианит-андалузит-силлиманитового, реже кианит-силлиманитового типа (Кориковский — Янак, в печати; Кориковский и др., в печати; Кориковский и др., 1984; Кориковский—Путиш, 1986). Эти метаморфические серии образуют структурно единую дугу Западных Карпат. Учитывая палеозойский возраст большей части субстрата, близость термодинамических параметров метаморфизма в различных кристаллических массивах Западных Карпат служит дополнительным аргументом в пользу единого варисцийского возраста их прогрессивного метаморфизма.

Смена прогрессивного этапа ретроградным является закономерным в развитии любого метаморфического комплекса. В этом отношении кристаллические комплексы Словакии не являются исключением, поскольку процессы такого рода (мусковитизация, серицитизация, хлоритизация) проявлены в них очень широко. Однако оставалось неясным — какие именно минеральные изменения и какие структурные типы регрессивно измененных пород можно отнести к ретроградному этапу варисцийского цикла, а какие — к альпийскому диафто-резу.

Решение этого вопроса должно быть основано на комплексе геологических, петрологических и геохронологических критериев.

Например, существование варисцийского (доальпийского) этапа ретроградного метаморфизма геологически доказывается находками галек соответствующих пород в конгломератах верхнепалеозойского (J. Kamenický, 1958; Putiš, 1981) или мезозойского осадочного чехла. Сопоставление характера метасоматоза и минеральных изменений при ретроградном метаморфизме с постмагматическими процессами в варисцийских гранитах и мигматитах, могло бы на петрологической основе установить возможную связь между ними. С другой стороны, диафторитические процессы альпийского цикла можно уверенно определить, если однотипные изменения и гидротермальные проявления будут зафиксированы и в фундаменте, и в верхне-палеозойско—мезозойском чехле. Структурный анализ бластомилонитов, возникающих при регрессивном метаморфизме дает возможность увязать их образование с этапами варисцийских и альпийских деформаций фундамента и чехла.

Самым прямым способом определения возраста процессов является изотопно-геохронологическое изучение пород. Проведенные K-Ar исследования вторичных мусковитов и серицитов подтвердили наличие как варисцийского, так

и альпийского этапов омоложения (Багдасарян и др., 1977; Цамбел и др. 1977, 1979, 1986; Cambel et al., 1980, Kantor, 1960, 1961). Однако судить об относительной роли того и другого процесса только на основании К-Аг определений оказалось недостаточно. Термальное влияние альпийского тектогенеза приводит к частичной или полной потере радиогенного Аг в слюдах более раннего происхождения. В результате получается целая гамма значений возраста, промежуточных между вариссийским и альпийским циклами, что создает неопределенность в их петрологической интерпретации (Цамбел и др., 1979, 1986; Багдасарян и др., 1977).

Нами проведено сравнительное исследование регрессивно метаморфизованных пород из района Малых Карпат, Поважского Иновца, Сухи, Малой Магуры и некоторых участков вепорид. Повсеместно минералогические и физико-химические особенности регрессивных процессов оказались очень сходны. Поэтому мы приводим их совместное описание не по регионам, а по выделенным температурным ступеням, иллюстрируя конкретными наблюдениями по различным географическим участкам. Диафторитические и ретроградные преобразования рассматриваются на примере пород, бедных кальцием—биотитовых гранитов, гранат-биотитовых гнейсов и сланцев и метапелитов со ставролитом, андалузитом, силлиманитом или кианитом.

Изучение парагенезисов диафторитов и ретроградно измененных пород позволило, независимо от их структур и предполагаемого возраста, разделить процесс на 3 температурные ступени, накладывающиеся одна на другую по мере падения температуры: мусковитовую (I), мусковит-хлоритовую (II) и серицит-хлоритовую (III). Названия ступеней даны по ведущему минералу или парагенезису, возникающему на данной ступени.

Наиболее ранней является мусковитовая ступень (I), для которой характерна мусковитизация и иногда турмалинизация пород. На следующей, более низкотемпературной мусковит-хлоритовой ступени (II), наряду с мусковитом и турмалином образуется вторичный крупночешуйчатый хлорит, обычно за счет граната и биотита. Для серицит-хлоритовой (III), самой низкотемпературной ступени, характерно образование мелкочешуйчатого хлорит-серицитового агрегата.

На отдельных участках могут проявляться регрессивные изменения какой-либо одной ступени; но гораздо чаще они сочетаются и проявляются совместно. Нередко в одной породе (и в одном шлифе) можно видеть вторичный крупночешуйчатый мусковит и хлорит, новообразованный турмалин, а также тонкозернистый смешанный агрегат серицита и хлорита, который замещает не только все высокотемпературные минералы, но разъедает мусковит и хлорит ранних генераций.

Геологические доказательства проявления поздневарисийского ретроградного метаморфизма в Западных Карпатах (на примере Поважского Иновца)

Решающее значение для выявления мощного тапа поздневарисийского ретроградного метаморфизма имели находки Я. Каменицким (J. Kamenický, 1958) галек низкотемпературных диафторитов в базальных конгломератах верхнего карбона в платформенном чехле Поважского Иновца. Затем М. Путиш (Putiš, 1981) обнаружил такие же гальки в конгломератах перми.

Изучение метаморфической зональности в фундаменте Поважского Иновца показало (Кориковский — Путиш, 1986), что его прогрессивный метаморфический ореол сформировался в результате одноактного метаморфизма, при давлении 350—400 Мпа. Выделяются 2 температурные зоны — ставролитовая и силлиманит-биотит-мусковитовая. Во второй зоне широко проявлены процессы мигматизации и присутствуют крупные тела синметаморфических гранитов и гранитогнейсов. По данным палинологического анализа углистых сланцев из кристалликума Поважского Иновца, возраст его пород — палеозойский (Čorna—L. Kamenický, 1976). Принимая также во внимание близость Р-Т параметров и минеральных равновесий метаморфического ореола Поважского Иновца с варисийским регионально-периплутоническим ореолом Малых Карпат, варисийский возраст метаморфизма кристаллических толщ Поважского Иновца представляется наиболее обоснованным.

Высокотемпературные породы Поважского Иновца — сланцы, гнейсы, а также граниты и мигматиты, затронуты интенсивными средне- и низкотемпературными регрессивными процессами, выражающимися в мусковитизации, хлоритизации и серицитизации. Эти процессы совершенно аналогичны тем, что проявлены в других выступах кристалликума Словакии. Однако Поважский Иновец является одним из немногих мест в Западных Карпатах, где геологически удается доказать поздневарисийский (доальпийский) возраст значительной части регрессивно измененных пород.

Петрографическое исследование галек и пермских конгломератов (Кориковский — Путиш, 1986) показало, что наряду с обломками обычных неизмененных гранитов, гнейсов и мигматитов фундамента, среди них встречаются:

- а) мусковитизированные и турмалинизированные граниты и мигматиты;
- б) двуслюдяные мигматиты с секущими серицит-хлорит-кварцевыми прожилками;
- в) хлорит-серицитовые диафториты по мигматитам, с хорошо сохраняющимися реликтами высокотемпературных минералов;
- г) мусковит-серицит-хлорит-альбит-кварцевые плейчатые филлониты;
- д) кварц-серицитовые рассланцованные бластомилониты.

Цемент галек в этих же шлифах представлен нерассланцованным аркозовым песчаником или гравелитом, с обломками полевых шпатов, кварца, кластогенных чешуек полуразложившегося биотита и крупных, упруго деформированных обломков пегматоидного мусковита — продуктов размыва мусковитовых гранитов и гнейсов Поважского Иновца. Гальки регрессивно измененных пород расположены в цементе беспорядочным образом так, что внутренняя сланцеватость или плейчатость галек, вместе с многочисленными прожилками, образуют любые углы с осадочной слоистостью цемента, а сами тонкие жилки никогда не выходят из гальки в цемент. Все это доказывает, что средне- низкотемпературные диафториты возникли в зонах рассланцевания в кристаллическом фундаменте Поважского Иновца, до его эрозии, а затем были размывы и в виде окатанных обломков переотложены в породах платформенного чехла, в верхнем карбоне или перми.

Таким образом, изучение галек из верхнепалеозойских конгломератов Поважского Иновца выявило следующие особенности поздневарисийского (доальпийского) ретроградного метаморфизма в этом регионе.

1. Широкий температурный интервал протекания ретроградных процессов — от средних до низких ступеней, завершающийся формированием наиболее низкотемпературных хлорит-серицитовых филлонитов;

2. тектонизация в ходе регрессивного метаморфизма, с интенсивным кристаллобластезом и образованием бластомилонитовых и филлонитовых структур;

3. метасоматический характер реакций с преобладанием кислотного выщелачивания при очень высокой активности К (мусковитизация и серицитизация преобладают на всех температурных ступенях);

4. повышенная активность В (турмалинизация) на более ранних ступенях.

Обращает внимание, что среди галек в верхнепалеозойских конгломератах совершенно отсутствуют слабо перекристаллизованные катаклазиты, милониты и ультрамилониты, характерные для некоторых заведомо альпийских тектонитов (например, в Малых Карпатах), развитых по кристаллическому фундаменту в зонах тектонических сдвигов платформенного чехла на кристалликум. Все регрессивно измененные породы из галек — это хорошо (иногда идеально) рассланцованные бластомилониты, филлониты и эпиграниты. Их структура указывает, что поздневарисийские тектониты относятся к глубинному типу, и формировались в условиях интенсивного притока флюидов, способствовавших рассланцеванию и новому кристаллобластезу.

Сопоставление ретроградно измененных пород, встречающихся в гальках верхнепалеозойских конгломератов Поважского Иновца с диафторированными кристаллическими породами Малых Карпат, Малой Фатры, Стражовских гор, Низких Татр и других районов Западных Карпат, выявило их сходство, а иногда и полную идентичность между ними по всем параметрам: в минеральном составе, парагенезисах и структуре. Это может означать, что поздневарисийский ретроградный метаморфизм широко проявлен на всей территории Западных Карпат, а его специфические черты, установленные на Поважском Иновце, на самом деле характерны для варисийского тектоно-метаморфического этапа в целом.

В пользу этого говорит и ряд других данных. Так, локализация и простираие многих зон бластомилонитизации не имеет видимой связи с альпийским тектогенезом. На конкретных участках устанавливается, что ретроградная мусковитизация и серицитизация сланцев и гнейсов синхронна с аналогичными процессами в варисийских гранитоидах и пегматоидах, где они имеют хорошо выраженный постмагматический характер. Наиболее очевидной кажется принадлежность к варисийскому этапу среднетемпературных регрессивных преобразований — мусковитизации, биотитизации и турмалинизации. Их трудно привязать к альпийскому циклу потому, что в подавляющем большинстве случаев прогрессивный метаморфизм мезозойского чехла кристалликума не превышает низкотемпературной хлорит-серицитовой субфации.

Таким образом, к варисийскому этапу ретроградного метаморфизма мы относим только те регрессивные преобразования кристаллического фундамента Западных Карпат, которые имеют те или иные признаки генетической связи с варисийским эндогенным циклом и аналоги которых установлены в гальках измененных пород из верхнепалеозойских конгломератов Поважского Иновца.

Температурные ступени варисцийского ретроградного метаморфизма и физико-химические особенности процесса

I (мусковитовая) ступень ретроградного метаморфизма:

Минеральные преобразования. Наиболее типичное проявление среднетемпературного ретроградного метаморфизма в кристаллических толщах Западных Карпат — возникновение вторичного крупночешуйчатого мусковита. В гнейсах и мигматитах такой мусковит замещает биотит и плагиоклаз, а в метапелитах — также ставролит, андалузит и кианит, изъеденные реликты которых сохраняются внутри порфиروبластов мусковита. В случае интенсивного процесса породы осветляются и превращаются в мусковит-плагиоклаз-кварцевые сланцы, с остатками зерен биотита, ставролита и силикатов глинозема. Из первичных темноцветных наиболее устойчивым в ходе замещения оказывается гранат, который либо полностью сохраняется в равновесии с новым мусковитом, либо в очень небольшой степени замещается с краев вторичным, слабо окрашенным биотитом.

На ряде участков, например, в Поважском Иновце, Низких Татрах и некоторых других частях вепорид, вместе с вторичным мусковитом отмечается новообразование идиоморфных крупных зерен турмалина. В этом случае продуктом ретроградного замещения гнейсов являются мусковит-турмалин-плагиоклаз-кварцевые сланцы.

Мусковитизация пород нередко сопровождается образованием мусковитовых, кварц-мусковитовых, мусковит-олигоклаз-кварцевых и кварцевых прожилков и сегрегаций, что подтверждает гидротермально-метасоматический характер процесса.

Обычно мусковитизация локализуется на участках вторичного расщелачивания, вдоль определенных линейных зон. В то же время интенсивная мусковитизация проявлена и на периферии и внутри мигматитовых полей (например, в кристалликуме Поважского Иновца), около небольших гранитных и пегматоидных жил и инъекций, а также в экзоконтактах крупных тел синметаморфических гранитов (в частности, вокруг Братиславского массива). Особенно это относится к тем гранитам, которые богаты постмагматическим мусковитом. Например, вблизи высокоглиноземистых гранитов Сухи и Малой Магуры, в которых ранний автометасоматоз выражается в образовании не только мусковитовых, но и мусковит-силлиманитовых агрегатов и секущих прожилков, экзоконтактовая мусковитизация вмещающих пород также очень интенсивна.

Подобные генетические взаимосвязи определенно указывает на то, что мусковитизация и турмалинизация гнейсов, сланцев и мигматитов, а также образование постмагматического мусковита (и силлиманита) в гранитах синхронны по времени и вызваны просачиванием калийсодержащих, богатых летучими (в частности, бором) растворов, отделяющихся в ходе застывания гранитов и пегматоидов.

Химический тренд. Проанализировать изменение минерального и химического состава бедных СаО пород можно на серии диаграмм (K, Na) — (Mg, Fe) — Al, на которых нанесены первичные и новообразованные минералы: биотит, гранат, плагиоклаз (альбит), мусковит, ставролит и силикат глинозема (рис. 1, 1). Точка на середине конноды Al — (K, Na) должна отвечать одновре-

менно составам плагиоклаза, альбита и микроклина; но поскольку в большинстве гнейсов и сланцев калишпат отсутствует, на диаграмме показаны только составы плагиоклаза и альбита.

Как следует из возможных реакций и видно на диаграмме, мусковитизация гнейсов и сланцев представляет собой метасоматический процесс.

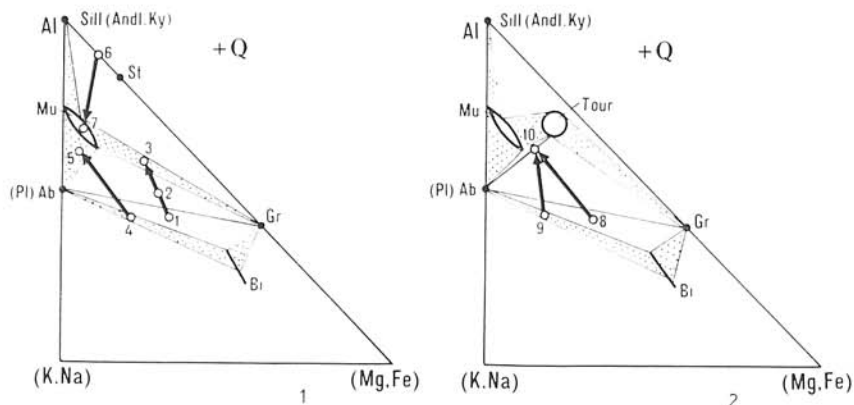


Рис. 1. Изменения минеральных ассоциаций и составов бедных Са пород на I (мусковитовой) ступени ретроградного метаморфизма: 1 — при новообразовании вторичного мусковита; 2 — при новообразовании парагенезиса мусковита с турмалином.

Обозначения: кружки с цифрами — парагенезисы пород, стрелки указывают тренды изменения составов пород при ретроградном процессе.

Например, замещение биотита мусковитом сопровождается выносом Mg и Fe, и возрастанием отношения Al/(Mg, Fe), поскольку в мусковите (с небольшой примесью фенгитовой молекулы) содержание Al_2O_3 почти в 1,5 раза выше, чем в биотите. В то же время содержание K и Na практически не меняется. При замещении плагиоклаза мусковитом происходит вынос Na и Ca и привнос K: отношение Al/(K, Na) сильно возрастает, так как содержание Al_2O_3 в мусковите в 1,3—1,7 раза больше, чем в олигоклаз-андезине. Замещение ставролита мусковитом сопровождается выносом Mg и Fe и привносом K, а замещение андалузита и кианита мусковитом — привносом K.

Аналогичные тенденции в изменении состава пород в целом хорошо видны на диаграмме (K, Na) — (Mg, Fe) — Al с избыточным кварцем (рис. 1, 1). Примерные составы пород, находящиеся внутри соответствующего парагенезиса, отображены кружками с цифрой, а тенденция изменения состава в ходе мусковитизации — стрелкой.

Например, если в биотит-гранат-плагиоклаз-кварцевом гнейсе (парагенезис $Bi + Gr + Pl + Q$, точка 1 на рис. 1, 1) биотит и плагиоклаз замещаются мусковитом, то состав породы сдвигается сначала в поле 2 (парагенезис $Pl + Mu + Gr + Q$), а при более интенсивном процессе — в поле $Mu + Gr + Q$ (точка 3). Мусковитизация биотит-плагиоклазового гнейса или мигматита (точка 4) может привести к полному замещению биотита, и превращению исходной породы в мусковит-плагиоклаз-кварцевый сланец (точка 5). Как видно, оба тренда показывают, что мусковитизация биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов сопровождается выносом Mg, Fe, Na, Ca и возрастанием отношения Al/(Mg,

Fe) и $Al/(K, Na)$ в породе. Это является типичным процессом кислотного выщелачивания (Коржинский, 1955). Лишь для двух высокоглиноземистых минералов — полиморфа Al_2SiO_5 и ставролита (точка 6) — их замещение мусковитом означает уменьшение отношения $Al/(Mg, Fe) + (K, Na)$ до уровня, соответствующего составу мусковита (точка 7). Но поскольку метапелиты содержат, кроме ставролита и силиката глинозема, также гранат, биотит и плагиоклаз, реальный валовый состав такой породы будет лежать не в точке 6, а ближе к точке 3. Поэтому суммарный эффект мусковитизации метапелита тоже скорее всего, как и в гнейсах, приведет к общему росту отношения $Al/(Mg, Fe) + (K, Na)$ в породе.

Процесс мусковитизации пород при одновременном образовании турмалина (минерала, очень богатого глиноземом), отображен на рис. 1, 1. Полное превращение биотит-гранат-плагиоклазового (точка 8) или биотит-плагиоклазового (точка 9) гнейса или мигматита в мусковит-турмалин-плагиоклаз-кварцевый сланец (точка 10) также сопровождается возрастанием отношения $Al/(Mg, Fe)$ и $Al/(K, Na)$ в породе.

Таким образом, ретроградная мусковитизация и турмалинизация гнейсов и сланцев является метасоматическим процессом, проходящим при высокой активности K, и сопровождающимся выносом Mg, Fe, Na и Ca, что приводит к возрастанию относительной, а иногда и общей глиноземистости пород. По определению Коржинского (1955) такая химическая направленность процесса представляет собой кислотное выщелачивание, характерной тенденцией которого является постепенное возрастание отношения $Al/(K, Na)$ и $Al/(Mg, Fe)$ в замещаемой породе. Именно такая тенденция устанавливается при кислотном автометасоматозе в гранитах (Коржинский, 1955; Рундквист и др., 1971) при замещении полевых шпатов и биотита мусковитом и турмалином (так называемый „грейзеновый“ тренд автометасоматоза).

Температурная оценка I ступени ретроградного метаморфизма отвечает интервалу 570—500 °C. На это указывает стабильность пироп-альмандинового граната в мусковитизированных сланцах, спорадическое появление фибролитового силлиманита в сростках со вторичным мусковитом в псевдоморфозах по биотиту и отсутствие хлорита.

II (мусковит-хлоритовая) ступень ретроградного метаморфизма:

Минеральные преобразования. Продолжающееся снижение температуры в ходе регрессивного этапа приводит к тому, что вместе с мусковитом в псевдоморфозах по гранату и биотиту появляется также крупночешуйчатый хлорит. Он легко отличается от первичного метаморфического хлорита реакционными отношениями с другими темноцветными, а также мельчайшими включениями окислов железа (в псевдоморфозах по гранату) или иголок сагениита (в псевдоморфозах по биотиту). Как и на I ступени, вместе с хлоритом образуется также некоторое количество вторичного малотитанистого биотита.

В условиях II ступени пироп-альмандиновые метаморфические гранаты частично или полностью замещаются либо хлоритом, либо агрегатом хлорита с примесью мусковита и светлоокрашенного биотита. Однако, очень мелкозернистые гранаты, обычно богатые спессартиновой молекулой, сохраняют

устойчивость; очевидно, это связано со стабилизирующей ролью Mn, поскольку спессартин-альмандиновые гранаты устойчивы при низких температурах.

Как и на предыдущей ступени, плагиоклаз и первичный биотит замещаются мусковитом. Ретроградный турмалин также, наряду с мусковитом и хлоритом, играет заметную роль в ряде регионов — например, в Поважском Иновце и в вепоридах.

Таким образом, наиболее типичным для II ступени ретроградного метаморфизма является превращение гнейсов, мигматитов и сланцев в крупно- и среднезернистые мусковит-хлорит-плагиоклаз-кварцевые или мусковит-турмалин-хлорит-плагиоклаз-кварцевые сланцы. Процесс замещения может идти как с сохранением первичных гнейсовых и сланцевых структур (в виде псевдоморфоз одних минералов по другим), так и с интенсивной бластомилонитизацией. В отношении локализации, ретроградные изменения мусковит-хлоритовой ступени имеют либо площадное развитие, либо проявлены вдоль долгоживущих тектонических швов. В последнем случае мусковит-хлоритовые бластомилониты образуют протяженные, многокилометровые зоны — как например, вдоль долины р. Грончок в его нижнем течении. Приуроченность к экзоконтактам гранитных и пегматоидных тел нередко сохраняется, хотя и становится не такой определенной, как для ассоциаций I этапа. Тем не менее во многих случаях вблизи контактов инъекций и жил гранитов устанавливаются внешние метасоматические оторочки с интенсивной мусковитизацией и хлоритизацией боковых пород, которая затухает с удалением от гранитных тел. Такие же изменения происходят и в самих гранитах, где биотит замещается либо хлоритом, либо сростками хлорита с мусковитом, а плагиоклаз — мусковитом.

Экстенсивный ретроградный метаморфизм, как и на I ступени, сопровождается серией мелких прожилков мусковит-хлоритового, кварц-мусковит-хлоритового или кварцевого состава.

Химический тренд. Химизм ретроградных процессов мусковит-хлоритовой ступени устанавливается на диаграммах рис. 2. Хлоритизация граната сопровождается привнесением главным образом H_2O , и небольшим выносом Fe и Ca. Зато при хлоритизации биотита происходит заметный вынос Mg, Fe и K. Самый распространенный вид реакций — замещение биотита хлорит-мусковитовыми сростками — вопреки распространенному мнению также не является изохимическим процессом. Как показывает расчет, а также следует из взаимного положения состава биотита и конноды Chl-Mu на рис. 2, 1, полное замещение биотита псевдоморфозами хлорита с мусковитом (точки 6 или 3) сопровождается выносом Mg, Fe и K, и сильным увеличением отношения $Al/(Mg, Fe)$ и Al/K .

Изменение составов самих пород показано на рис. 2, 1 стрелками. Так, преобразование биотит-гранат-плагиоклазовых гнейсов и мигматитов (точка 1 на рис. 2, 1) в мусковит-хлорит-плагиоклаз-кварцевый (точка 2) или мусковит-хлорит-кварцевый сланец (точка 3) приводит к выносу Mg, Fe и Ca и повышению отношения $Al/(Mg, Fe+K, Na)$ в замещаемой породе. Такая же тенденция наблюдается с превращением биотит-плагиоклаз-кварцевого гнейса или мигматита (точка 4) в мусковит-хлорит-плагиоклаз-кварцевый (5, 7), мусковит-хлорит-кварцевый (6) или мусковит-плагиоклаз-кварцевый (8) эписланец или бластомилонит. Замещение парагенезиса $St+Gr$ (точка 9) ассоциацией $Mu+Chl$ связано с привнесением K и выносом Mg и Fe.

Новообразованные ассоциации с турмалином показаны на рис. 2. Преобразование биотит-гранат-плагноклазового (точка 1) или биотит-плагноклазового (точка 4) гнейса и мигматита в мусковит-турмалин-хлоритовый эписланец или бластомилонит (точки 10 и 11) происходит с выносом Mg, Fe, Ca, Na и K, и возрастанием отношений $Al/(Mg, Fe)$ и $Al/(K, Na)$.

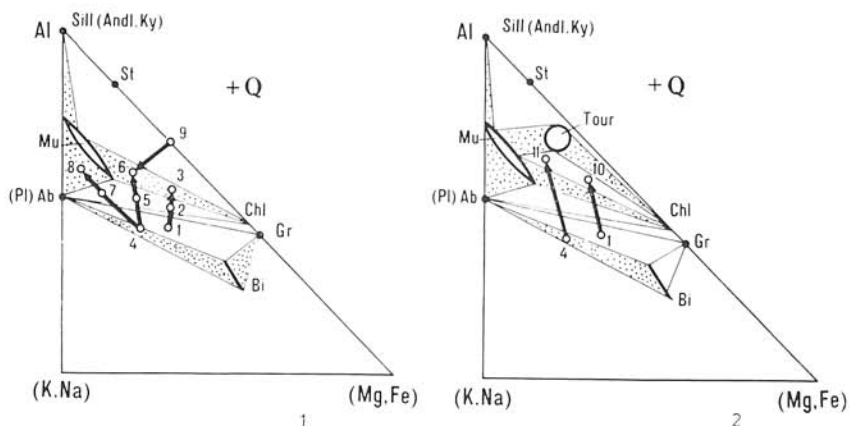


Рис 2. Изменения минеральных ассоциаций и составов бедных Са пород на II (мусковит-хлоритовой) ступени ретроградного метаморфизма: 1 — при новообразовании парагенезиса мусковит + хлорит; 2 — при новообразовании парагенезиса мусковит + хлорит + турмалин. Обозначения: как на рис. 1.

Следовательно, ретроградные преобразования II ступени также имеют характер метасоматического кислотного выщелачивания при высокой активности K. Тип процесса и режим флюидов указывают на неразрывную связь с более ранними процессами I ступени в рамках одного ретроградного цикла.

Появление хлорита, наряду со вторичным бледно-окрашенным биотитом и мусковитом, частичное замещение пироп-альмандинового граната указывают на то, что температура ретроградного метаморфизма II ступени отвечала интервалу 500—400 °C.

III (серицит-хлоритовая) ступень ретроградного метаморфизма:

Минеральные преобразования. На самой низкой ступени ретроградного метаморфизма высоко- и среднетемпературные минералы частично или полностью замещаются мелкочешуйчатым серицитом и хлоритом, и любые породы при интенсивном процессе превращаются в серицит-хлорит-альбит-кварцевые и серицит ± альбит-кварцевые бластомилониты, филлониты и сланцы. Перекристаллизация чаще всего сопровождается тектонизацией исходных пород, но при очень высокой степени вторичного бластеза. Именно такие хорошо рассланцованные и перекристаллизационные хлорит-серицитовые бластомилониты встречаются в гальках верхнепалеозойских конгломератов в Поважском Иновце.

Явления низкотемпературного ретроградного метаморфизма чаще всего

локализуются вдоль многочисленных зон разломов и тектонических швов, связанных с варисийскими, а не с альпийскими дислокациями. Но при низкой интенсивности процесса он может иметь и площадное развитие. В этом случае измененные гнейсы и сланцы сохраняют реликты своих первичных структур.

В условиях III ступени гранат любого состава замещается мелкочешуйчатым хлоритом с вростками ильменита или окислов железа. Биотиты всех генераций замещаются сростками хлорита с серицитом, или мономинеральным агрегатом чешуек серицита или хлорита (в последнем случае — с иголками сагенита и зернами лейкоксена). Ставролит окаймляется и разъедается серицитовой „рубашкой“, часто с включениями мелких зерен хлоритоида. Плагиоклаз замещается либо серицитом, либо альбитом с зернами кальцита и клиноцоизита. На этой ступени усиливается окварцевание пород. Как обычно, процесс сопровождается большим количеством кварцевых, кварц-серицитовых, серицит-хлоритовых прожилков. Образование турмалина на этой ступени не наблюдалось.

В целом, из-за локализации низкотемпературных ретроградных процессов вдоль зон разломов, они распространены менее широко, чем изменения II и I ступени. Например, они обычны для кристалликума Поважского Иновца, но более локально развиты в Малых Карпатах, и почти не наблюдаются в Сухи и Малой Магуре.

Подобные процессы имеют место и в гранитах. Изучение автомасоматических процессов и синметаморфических гранитах и пегматитах показывает, что серицитизация и низкотемпературная хлоритизация также распространены в них достаточно часто. Это — хлоритизация магматических биотитов, сосюритизация и серицитизация плаггиоклаза, секущие кварц-альбит-серицит-хлоритовые прожилки. Вокруг изолированных пегматоидных жил иногда фиксируются ореолы низкотемпературного метасоматоза от нескольких сантиметров до метра шириной, накладывающиеся на боковые породы и на сами пегматоиды. Гальки таких сосюритизированных и хлоритизированных гранитов, без следов дробления встречаются в пермских конгломератах Поважского Иновца. Следовательно, и в этом случае наблюдается синхронизация низкотемпературных замещений в гнейсах и автометасоматоза в гранитах.

Химический тренд. Изменение химизма пород при ретроградном метаморфизме III стадии показаны стрелками на рис. 3. Превращение биотит-гранатовых или биотитовых плаггиогнейсов и мигматитов (точки 1, 3 и 5) в серицит-хлоритовые или серицит-альбитовые бластомилониты и сланцы (точки 2, 4 и 6) сопровождается выносом Mg, Fe, Ca, Mn и некоторой части щелочей. Величины отношений $Al/(Mg, Fe)$ и $Al/(K, Na)$ в породе при этом повышаются. Ставролит и силикат глинозема (точка 7) замещаются агрегатом мелкочешуйчатого серицита, иногда совместно со вторичным хлоритоидом (точка 8). Серицитизация этих двух минералов сопровождается привносом K и снижением отношений $Al/(K, Na)$ и $Al/(Mg, Fe)$. Однако, если рассматривать ставролитосодержащие породы в целом, учитывая одновременное замещение в них биотита граната и плаггиоклаза таким же серицитом, суммарные величины $Al/(K, Na)$ и $Al/(Mg, Fe)$ для всей породы также будут возрастать.

Таким образом, и на III ступени ретроградного метаморфизма процесс сохраняет свою метасоматическую кислотную тенденцию при столь же высокой, как и ранее, активности K. Наиболее вероятный температурный интервал — 400—300 °C.

Сходные явления ретроградной серицитизации были описаны в ставролитовых сланцах района Далредизн, Шотландия (Yardley—Baltatzis, 1985). При образовании серицитовых (с примесью хлоритоида и хлорита) кайм вокруг ставролита и частичной серицитизации плагиоклаза, наблюдается привнос K_2O в сланцы (до 2 вес. %). Но поскольку привнос К сопровождается выщелачиванием и выносом Na, Mg, и Fe, общее отношение $Al/(K, Na) + (Mg, Fe)$ в породах возрастает от 0,55 до 0,60 (Yardley—Baltatzis, 1985, Таб. 3).

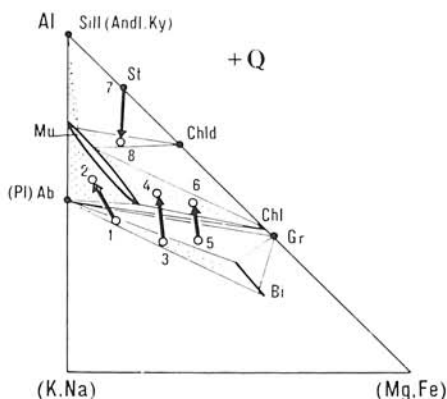


Рис. 3. Изменения минеральных ассоциаций и составов бедных Са пород на III (серицит-хлоритовой) ступени ретроградного метаморфизма при новообразовании низкотемпературного парагенезиса мусковит-фенгита с хлоритом, иногда с хлоритоидом. Обозначения: как на рис. 1.

Общие закономерности поздневарисийского ретроградного метаморфизма и возможный источник флюидов

Таким образом, петрологический анализ продуктов ретроградного метаморфизма выявил ряд общих признаков, характерных для пород всех трех ступеней и позволяющих рассматривать их как результат единого ретроградного процесса, осуществляющегося в температурном интервале приблизительно от 570 до 330°. Варисийский возраст ретроградного метаморфизма определяется на основании находок галек пород всех трех ступеней в верхнепалеозойских конгломератах Поважского Иновца, по данным К-Аг определений возраста некоторых вторичных мусковитов и серицитов, а также на основании более или менее определенных генетических взаимосвязей ретроградных явлений с предшествующей стадией варисийского прогрессивного метаморфизма и гранитообразования.

Главные особенности ретроградного метаморфизма в кристаллических массивах Словакии можно симмировать следующим образом:

1. на всех трех ступенях процесс имеет характер метасоматического кислотного выщелачивания при высокой активности К, часто (на I и II стадиях) при заметной роли В во флюидах;

2. ретроградные явления вызываются интенсивным притоком глубинных агрессивных флюидов, способствующих гидролизу полевых шпатов, образованию средне- и низкотемпературных слюд, выносу Mg, Fe, Ca, Mn и Na и воз-

растанию отношений $Al/(Mg, Fe)$ и $Al/(K, Na)$ в породе („грейзеновый“ химический тренд);

3. по своему минеральному выражению и химической направленности ретроградные процессы в гнейсах и сланцах аналогичны и, по-видимому синхронны по времени, с процессами автометасоматоза в синметаморфических, то-есть синхронных с метаморфизмом гранитах и пегматоидах. Для ретроградных явлений I ступени во многих случаях фиксируются прямые связи с экзоконтактами гранитоидных тел;

4. тектонизация пород в ходе всех трех ступеней ретроградного метаморфизма сопровождается интенсивным кристаллобластезом и глубинным рассланцеванием и филлонитизацией.

Все эти особенности лучше всего объяснили в том случае, если предположить, что источником ретроградного метаморфизма служили остаточные постмагматические флюиды, циркулирующие в метаморфических толщах после застывания синметаморфических гранитных тел. Причем условия глубинности ретроградной стадии, по-видимому, не слишком отличались от условий прогрессивного этапа, если судить по полноте и интенсивности кристаллобластеза и рассланцевания.

Повышенная агрессивность и кислотный метасоматический характер являются свойствами именно постмагматических флюидов (Коржинский, 1957). На прогрессивной стадии таких явлений не наблюдается — все реакции либо изохимические (собственно прогрессивный метаморфизм), либо щелочные (мигматизация и гранитообразование).

В метаморфическом цикле первоначальные признаки интенсивного притока щелочных глубинных флюидов обнаруживаются в зонах гранитного анатексиса. Изучение мигматитов и автохтонных сингенетических гранитов Поважского Иновца, Сухи и Малой Магуры (Putiš, 1979; Кориковский — Путиш, 1986, Кориковский и др. в печати) показывает, что плавление происходило с заметным привнесом щелочей извне. По интенсивности флюидного воздействия и количественному метасоматическому переносу вещества, процессы стадии гранитообразования вполне сопоставимы с явлениями ретроградного этапа. Однако при гранитизации первичные флюиды имели щелочной состав, на что указывает фельдшпатизация и биотитизация гнейсов и сланцев в полях мигматитов и в экзоконтактах гранитогнейсов. По мере застывания гранитов и снижения температуры, остатки первоначально щелочных флюидов обычно эволюционируют в сторону нарастания их кислотности, с возрастанием активности газовой составляющей, в частности бора, фтора и углекислоты (Коржинский, 1957). Такова общая тенденция в эволюции состава гранитных флюидов спереходом от магматической к постмагматической стадии (Коржинский, 1958).

Только постмагматический источник флюидов мог бы объяснить полную минералогическую идентичность ретроградных процессов метаморфических породах и автометасоматических изменений в сопутствующих гранитах. Вследствие снижения пористости при падении температуры, флюиды в возрастающей степени локализовались в зонах дробления, так что наиболее низкотемпературные изменения приурочены только к линейным тектоническим швам, утрачивая непосредственно видимые связи с конкретными гранитными телами, но сохраняя в то же время кислотную направленность и калиевый профиль метасоматоза.

Аналогичные представления об источнике флюидов высказываются в некоторых работах. По мнению Ярдли и Балтазиса (Yardley—Baltatzis, 1985), ретроградная серицитизация ставролит-гранатовых сланцев в двух ореолах Шотландии и Ирландии вызывается инфильтрационным потоком глубинных растворов, вероятным источником которых могут быть гранитоиды.

Неравномерность проявления, наряду с их неизохимическим характером, также отличает ретроградные процессы от прогрессивного метаморфизма. На примере кристаллических комплексов Словакии подтверждается одна общая закономерность — ретроградные процессы наиболее широко проявлены лишь в средне- и высокотемпературных зонах, где велика степень насыщения гранитными инъекциями и телами (Korikovskiy, 1985). Например, в кристалликуме Поважского Иновца, Сухи, Малой Фатры и Низких Татр интенсивность ретроградного метаморфизма наиболее велика, поскольку степень метаморфизма там достигает верхов ставролитовой или силлиманит-биотит-мусковитовой зон, и породы содержат большое количество гранитоидов в анатектоидной или инъекционной форме. В то же время в кристалликуме Малых Карпат, в ставролит-хлоритовой и гранатовой зонах, где гранитные инъекции практически отсутствуют, не наблюдается интенсивных ретроградных явлений, а гранаты в сланцах почти по всему профилю их зерен сохраняют прогрессивную зональность (Кориковский и др., 1984).

Хороший кристаллобластез и рассланцевание ретроградно измененных пород является функцией глубинного характера процесса и избытка флюидов. Достаточно интенсивный приток флюидов в высокотемпературные „осушенные“ в ходе прогрессивного метаморфизма породы возможен только в том случае, если флюиды имеют глубинное, интрателлурическое происхождение.

Альпийский этап диафтореза (на примере Малых Карпат)

В ходе альпийского тектогенеза, породы кристалликума и его чехла в Западных Карпатах испытали сложные пликативные и дизъюнктивные дислокации, описанные в ряде работ (Cambel, 1956; J. Kamenický, 1977, 1981, 1982; Krist, 1971, 1980). Многие авторы подчеркнули геологическое значение и распространение альпийских диафторитов (Клинец, Зоубек, Кубины и др.). Была образована сложная система чешуйчатых надвигов, в ходе которых пород кристалликума местами оказывались надвинутыми на породы чехла, а последние были смещены и зажаты среди кристаллических пород в виде тектонических клиньев. При этом осадочные породы оболочки были прогрессивно метаморфизованы, а граниты, гнейсы и сланцы фундамента испытали диафторез, локализованный обычно в зонах разломов — например, вдоль контактов мезозойского осадочного чехла и кристаллического комплекса. Естественно, диафторез не мог превышать степени прогрессивного метаморфизма верхнепалеозойского и мезозойского чехла.

Поэтому мы сначала рассмотрим на примере Малых Карпат и Поважского Иновца, степень метаморфизма осадочных пород в их непосредственных контактах с кристалликумом, а затем — проявления диафтореза пород фундамента в этих же контактах.

Альпийский прогрессивный метаморфизм осадочных пород чехла в районе Малых Карпат и Поважского Иновца

Изучение метаморфизма осадочных и вулканогенных пород верхнего карбона и перми в Поважском Иновце, в том числе цемента конгломератов, показало, что он не превышает хлорит-серицитовой (пумпеллиит-актинолитовой) ступени (Кориковский — Путиш, 1986). В алевролитах и метапесчаниках цемент представлен хлорит-серицитовым или хлорит-серицит-карбонатным агрегатом. В вулканических туфах перми новообразованными минералами являются хлорит, актинолит, пумпеллиит, альбит, эпидот, карбонат. В обломочной фракции песчаников, кроме кварца и полевых шпатов, встречаются крупные кластогенные мусковиты, с характерным поперечным разбуханием их чешуек, что свидетельствует о гидрослюдистом преобразовании в стадию эпигенеза. Кроме них встречаются кластогенные биотиты разной степени эпигенетического перерождения и превращения в изотропный гидробиотит. Стабильность гидрослюд указывает на то, что местами степень изменения не достигала даже хлорит-серицитовой субфации метаморфизма, а соответствовала хлорит-гидрослюдистой фации эпигенеза (Коссовская — Шутов, 1963).

В зонах дислокационного альпийского метаморфизма верхнепалеозойские породы, особенно тонкозернистые аргиллиты и алевролиты, приобретают мелкую пloidчатость и гофрировку, которая подчеркивается переориентировкой метаморфических серицитов и хлоритов. Однако и в этом случае не возникает каких-либо более высокотемпературных минералов (например, биотита), и степень метаморфизма не превышает хлорит-серицитовой субфации.

Аналогичная степень изменения характерна для триасовых и юрских осадочных пород Малых Карпат. В цементе песчаников и аркозов наблюдается новообразование серицита и хлорита, и довольно высокая степень регенерации цемента. Наряду с кварцем и плагиоклазом, среди обломков — беспорядочно расположенные крупные пластинки кластогенного мусковита, которые пластично изогнуты, расчленены и механически деформированы; с краев они разъедаются новообразованным серицитовым агрегатом. В глинистых сланцах и алевролитах также образуются серицит и хлорит. Вблизи тектонических контактов с кристаллическими породами и гранитами Братиславского и Модранского массивов в осадочных породах появляется пloidчатость, но даже в узких тектонизированных зонах метаморфизм этих осадков, как и в Поважском Иновце, не превышал хлорит-серицитовой субфации.

Подобная степень альпийского метаморфизма мезозойских, а в значительной степени — и верхнепалеозойских пород (там, где их возрастная идентификация не вызывает сомнений) устанавливается и в других частях Западных Карпат. Одно из важных свойств прогрессивного метаморфизма осадочного чехла — отсутствие в них многочисленных низкотемпературных жил и прожилков, характерных для пород кристаллического фундамента, измененных в условиях низкотемпературного ретроградного метаморфизма варисийского цикла.

Минеральный состав и структуры альпийских диафторитов и тектонитов в кристалликуме на контакте с осадочным чехлом

Несомненно, альпийский возраст имеют тектониты и диафториты, возникающие в породах кристалликума в непосредственных тектонических контак-

тах с дислоцированными породами осадочного чехла. Мы рассмотрим их строение и минеральный состав на примере Малых Карпат, где они были в свое время изучены Б. Цамбелом (Cambel, 1956).

Изучение альпийских тектонитов, образованных главным образом за счет гранитов Братиславского и Модранского массивов, показало, что они относятся к группе катаклазитов, милонитов и ультрамилонитов, в которых механические деформации преобладают над кристаллобластезом. При этом происходят следующие минеральные изменения. Биотит замещается серицитом с примесью хлорита, мельчайших зерен лейкоксена, рудного минерала и эпидота; часто вместе с серицитом образуется темный изотропный агрегат неясного состава. Кристаллы полевых шпатов механически раздроблены на мелкие угловатые обломки, не несущие следов вторичной перекристаллизации. Иногда происходит сосюритизация плагиоклаза, с образованием микрозернистого агрегата серицита и клиноцоизита. Кварц также дробится или приобретает волнистое угасание. Механические деформации также захватывают биотиты и постмагматические мусковиты, чешуйки которых нередко перемяты и разорваны. В гранитах местами возникает беспорядочная и ориентированная сеть нитевидных кварцевых, серицитовых, кварц-альбитовых, иногда карбонатных или эпидотовых прожилков. Наряду с ними возникают также прожилки, заполненные черным, изотропным ультрамилонитовым агрегатом, который не поддается диагностике. Эти породы относятся к группе катаклазитов.

Наряду с подобными изменениями, когда граниты еще сохраняют свою структуру, образуются микро- и мелкозернистые милониты и ультрамилониты из агрегата мелкоперетертых обломков кварца, полевых шпатов, серицита и хлорита. Серицит и хлорит имеют параллельную ориентировку, что придает милонитам сланцеватость. Степень кристаллобластеза таких пород ничтожна, и даже мельчайшие обломки кварца и полевых шпатов могут сохранять угловатую форму. Встречаются и черные, слегка анизотропные ультрамилониты, в которых отдельные минералы различаются с большим трудом. В таких породах, как правило, не образуется никаких гидротермальных прожилков.

Таким образом, альпийский диафторез соответствует хлорит-серицитовой субфации, так же, как и прогрессивный метаморфизм пород чехла. По своему характеру диафторез преимущественно изохимический и сопровождается приносом только H_2O . Проявления как щелочного метасоматоза, так и кислотного выщелачивания практически отсутствуют. Гидротермальная активность крайне невелика, и ограничена лишь вышеуказанными нитевидными прожилками, количество и разнообразие которых не сравнимы с мощной гидротермально-метасоматической деятельностью в варисийском цикле. Основным структурным свойством, отличающим диафториты от аналогичных по минеральному составу и температуре пород III (хлорит-серицитовой) ступени поздневарисийского ретроградного метаморфизма, является крайне низкая степень кристаллобластеза, и преобладание чисто механических деформаций. Это может быть связано только с низкой флюидной активностью в течение альпийского этапа, и небольшой глубиной процесса, поскольку давление также является важным фактором кристаллобластеза.

Интересно, что в зоне тектонического контакта чехла и кристалликума, там, где в кристаллических породах происходили только хрупкие деформации, в породах чехла хорошо проявлена плейчатость, кливаж, пластичные дефор-

мации, и хлорит и серицит хорошо раскристаллизованы, а механические деформации почти отсутствуют. Это связано, по-видимому, с тем, что осадочные породы содержали достаточное количество H_2O в виде межпорового флюида, вадозовых вод, кристаллогидратной воды ($n \cdot H_2O$) в составе глинистых минералов и гидрослюд. При альпийском низкотемпературном метаморфизме этого количества освобождающейся воды было вполне достаточно для кристаллизации метаморфических серицитов в хлоритов в осадочных породах, а также для локального проявления кливажа и кристаллобластеза.

Однако в прилегающих к тектоническому контакту кристаллических породах, которые почти не содержали межпоровой или иной воды, альпийские деформации приводили к относительно „сухому“ дроблению. Несмотря на частичное новообразование в них серицита и хлорита, флюида было явно недостаточно для полного кристаллобластеза, и поэтому именно среди альпийских тектонитов преобладают катаклазиты, милониты и почти изотропные ультрамилониты. Еще раз подчеркнем, что подобные породы не встречаются в гальке пермских и верхнекарбонových конгломератов Поважского Иновца, и следовательно, они действительно характерны именно для альпийского диафтореза.

Низкий кристаллобластез и сравнительно небольшие масштабы альпийского диафтореза в Малых Карпатах и Поважском Иновце, связаны с отсутствием в альпийском цикле заметных флюидно-гидротермальных потоков глубинного происхождения, аналогичных тем, что были причиной варисийского ретроградного метаморфизма. Если бы вторичная инфильтрация таких флюидов имела место в заметных масштабах, то породы верхнепалеозойского и мезозойского чехла были бы неизбежно насыщены разнообразными гидротермальными прожилками и сегрегациями, а метаморфизм пород носил бы метасоматический характер. Между тем ни того, ни другого в породах чехла не наблюдается.

Мы полагаем, что этот вывод, сделанный на основе изучения районов Малых Карпат и Поважского Иновца, нуждается в специальной проверке и подтверждении на более широком региональном материале. Если где-нибудь в чехле кристаллического фундамента будут установлены широкие проявления синметаморфической гидротермальной деятельности или площадного синметаморфического метасоматоза альпийского времени, вероятность мощного синхронного диафтореза фундамента будет вполне реальной. Однако имеющийся в настоящее время материал по различным районам Западных Карпат, как будто не дает указаний на заметную флюидную деятельность в течение альпийского цикла регионального метаморфизма.

Мы хотели бы подчеркнуть, что имеем в виду именно синметаморфические флюиды, поскольку гидротермальные проявления, связанные с верхнепалеозойским, мезозойским и кайнозойским вулканизмом, не относятся к категории регионального метаморфизма. Они локализируются внутри или вблизи вулканических полей, и являются частью процесса пропилитизации вулканитов.

Сравнение ретроградного поздневарисийского метаморфизма и альпийского диафтореза

Если установленные на примере Малых Карпат и Поважского Иновца петрологические различия между альпийским диафторезом и поздневарисийским

ретроградным метаморфизмом закономерно повторяются и в других выступлениях кристаллиникума Словакии, то мы можем сформулировать следующие критерии их различия.

Ретроградный метаморфизм, проявленный на нисходящей ветви варисийского цикла, проявлен в большом интервале падающих температур — от 700 до 300 °С, и соответствует трем температурным ступеням: мусковитовой (570—500 °С), мусковит-хлоритовой (500—400 °С) и серицит-хлоритовой (400—300 °С). Он имеет характер метасоматического кислотного выщелачивания при высокой активности К в растворе. Источников флюидов вероятнее всего являются постмагматические растворы, связанные с застывающими синметаморфическими гранитоидами т. е. синхронными с метаморфизмом. Наиболее явно к контактам гранитных тел тяготеют проявления самой высокотемпературной, I стадии ретроградного метаморфизма (мусковитизация и турмалинизация). По мере падения температуры (мусковит-хлоритовая и серицит-хлоритовая ступени) ретроградные явления все более локализуются в зонах разломов, хотя кое-где процесс имеет и площадное выражение. Избыток флюидов и глубинный характер ретроградных явлений приводят к интенсивному кристаллобластезу, в результате чего наиболее характерными тектонитами поздневарисийского этапа являются бластомилониты, филлониты и эписланцы.

Процессы альпийского диафтореза проявлялись преимущественно в зонах тектонических контактов с дислоцированным и метаморфизованным чехлом мезозойского возраста. Степень диафтореза — не выше серицит-хлоритовой субфации (300—350 °С). По условиям — это преимущественно изохимическая перекристаллизация, со слабо проявленным метасоматозом. Явный недостаток флюидов и сравнительно небольшая глубинность процесса приводят к ограничению кристаллобластеза, и резкому преобладанию механических деформаций, дроблению и истиранию кристаллических пород. Источник флюидов неясен — либо это тектонизированные, зажатые в клинья осадочные образования чехла, либо гидротермальные проявления альпийского цикла. Преобладающие тектониты — хлорит-серицитовые катаклазиты, милониты и ультрамилониты с переменной степенью сланцеватости.

Если эти критерии верны, и они подтверждаются на материале других частей Западных Карпат, то представляется вероятным, что большая часть средне- и низкотемпературно измененных кристаллических толщ Словакии представляет собой продукт ретроградного метаморфизма на завершающей стадии варисийского эндогенного цикла. Альпийские диафториты пользуются более ограниченным распространением.

ЛИТЕРАТУРА

- БАГДАСАРЯН, Г. П. — ЦАМБЕЛ, Б. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, Й. — ГУКАСЯН, Р. Х., 1977: Калий-аргоновые определения возраста пород кристаллических комплексов Западных Карпат и предварительная интерпретация результатов. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 28, 2, с. 219—242.
- БАГДАСАРЯН, Г. П. — ГУКАСЯН, Р. Х. — ЦАМБЕЛ, Б. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, Й., 1983: Результаты Rb-Sr определений возраста метаморфических пород кристаллического комплекса Малых Карпат. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 34, 4, с. 387—398.
- БАГДАСАРЯН, Г. П. — ГУКАСЯН, Р. Х. — ЦАМБЕЛ, Б. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, Й., 1985: Rb-Sr изохронное датирование гранитоидов Дюмбьерской зоны Низких Татр (Западные Карпаты). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 36, 5, с. 637—645.

- ГЛЕБОВИЦКИЙ, В. А. — БУШМИН, С. А., 1983: Послемигматитовый метасоматоз. Изд. Наука, Ленинград, 216 с.
- ДЮФУР, М. С. — ПОПОВА, В. А. — ПАВЛЕНКО, В. С., 1968: Зональность метаморфических, метасоматических и палигенных пород восточной части Центрального Памира. Докл. АН СССР, 181, 1, с. 196—199.
- КОРЖИНСКИЙ, Д. С., 1955: Очерк метасоматических процессов. В книге: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, Москва, с. 335—456.
- КОРЖИНСКИЙ, Д. С., 1957: Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, сер. геол., 12, с. 3—12.
- КОРЖИНСКИЙ, Д. С., 1958: Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. Докл. АН СССР, 122, 2, с. 267—270.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П., 1967: Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. Изд. Наука, Москва, 298 с.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — ЦАМБЕЛ, Б. — МИКЛОШ, Я. — ЯНАК, М., 1984: Метаморфизм кристалликума Малых Карпат: зональность, этапы, связь с гранитоидами. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 4, с. 437—462.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — ПУТИШ, М., 1986: Метаморфическая зональность и диафторез в кристалликуме Поважского Иновца. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 2, с. 215—136.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — КАГАН, Ш. — ПУТИШ, М. — ПЕТРИК, И., 1986: Метаморфическая зональность в кристалликуме Сухи и высокотемпературный автометасоматоз в глиноземнистых гранитах Стражовских гор. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), в печати.
- КОРИКОВСКИЙ, С. П. — ЯНАК, М. — БОРОНИХИН, В. А., 1968: Геотермометрия и изменение минеральных равновесий при перекристаллизации гранат-слюдяных сланцев в кордиеритовые роговики в ореоле роховских гранитов (Словацкое рудогорье, район сс. Роховце-Хижне). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), в печати.
- КОССОВСКАЯ, А. Г. — ШУТОВ, В. Д., 1963: Фации регионального эпигенеза и мегагенеза. Изв. АН СССР, сер. геол., 7, с. 3—18.
- ПЕРЧУК, Л. Л. — ЛАВРЕНТЬЕВА, И. В. — АРАНОВИЧ, Л. Я. — ПОДЛЕССКИЙ, К. К., 1983: Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. Изд. Наука, Москва, 197 с.
- РУНКВИСТ, Д. В. — ДЕНИСЕНКО, В. К. — ПАВЛОВА, И. Г., 1971: Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). Изд. Недра, Москва, 328 с.
- СОКОЛОВ, Ю. М., 1970: Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Изд. Наука, Ленинград.
- ЦАМБЕЛ, Б. — ЧОРНА, О., 1974: Стратиграфия кристаллического основания Малых Карпат в свете палинологических исследований. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), XXV, 2, с. 241—255.
- ЦАМБЕЛ, Б. — БАГДАСАРЯН, Г. П. — АГАМАЛЯН, В. А. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, Й. — ГУКАСЯН, Р. Х. — ЧИБУХЧЯН, З. О., 1977: Радиогеохронология горных пород и молодых наложенных процессов области Малых Карпат (Словакия). В сб.: Опыт корреляции магматических и метаморфических пород Чехословакии и некоторых районов СССР. Наука, Москва, с. 199—209.
- ЦАМБЕЛ, Б. — БАГДАСАРЯН, Г. П. — ВЕСЕЛЬСКИЙ, Й. — ГУКАСЯН, Р. Х., 1979: Новые данные определения возраста пород Словакии рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами и возможности их интерпретации. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 30, 1, с. 45—60.
- ЦАМБЕЛ, Б. — КОРИКОВСКИЙ, С. П. — КРАСИВСКАЯ, И. С. — АРАКЕЛЯНЦ, М. М., 1986: Определение возраста ретроградного метаморфизма в Западных Карпатах К-Ar методом по мусковитам. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 3, с. 375—385.
- BAGDASARJAN, G. P. — GUKASJAN, R. H. — CAMBEL, B. — VESELSKY, J., 1982: The age of Malé Karpaty Mts. granitoid rocks determined by Rb-Sr isochrone method. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 2, с. 131—140.
- BECKE, F., 1909: Über Diaphthorite. Miner. petrogr. Mitt., N. F., 28, с. 369—375.
- CAMBEL, B., 1956: Tektonity malokarpatských granitoidných hornín. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, VII, 1—2, с. 143—181.
- CAMBEL, B. — KAMENICKÝ, J. — KRIST, E., 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Tribča a západnej časti Vepora. Sprievodca, sekcia A — kryštalinikum. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava, с. 6—24.

- CAMBEL, B. — BAGDASARJAN, G. P. — VESELSKÝ, J. — GUKASJAN, R. CH., 1980: To problems of interpretation of nuclear-geochronological data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 31, 1—2, c. 27—48.
- CAMBEL, B. — PLANDEROVÁ, E., 1986: Biostratigraphic evaluation of metasediments in the Malé Karpáty Mts. region. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 36, 6, c. 683—700.
- ČORNÁ, O. — KAMENICKÝ, L., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 27, 1, c. 117—132.
- GLOSSARY OF GEOLOGY, 1972: (M. Gary, R. McAfee, C. L. Wolf, editors), Amer. Geol. Institute, Washington D. C.
- HARKER, A., 1939: *Metamorphism*, 2nd ed. London, Methuen & Co.
- HOLLISTER, L. S., 1982: Metamorphic evidence for rapid (2mm/yr) uplift of a portion of the Central Gneiss Complex, Coast Mountains, B. C. *Canad. Mineralogist*, 20, c. 319—332.
- HSU, K. J., 1955: Monometamorphism, polymetamorphism and retrograde metamorphism. *Amer. J. Sci.*, 253, 4, c. 237—239.
- KANTOR, J., 1959: Príspevok k poznaniu veporidných granitov podľa Ar^{40}/K^{40} metódy. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 16.
- KANTOR, J., 1960: Kriedové orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika, Kohútске pásmo. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 19, c. 5—19.
- KANTOR, J., 1961: Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des westkarpatischen Kristallins. *Geol. Práce, Zoš.* (Bratislava), 60.
- KAMENICKÝ, J., 1958: Predbežná zpráva o geologicko-petrografickom výskume severnej časti Považského Inovca. Manuscript, Geogond, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J., 1961: In Cambel, B. — Kamenický, J. — Krist, E.: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Tribčá a západnej časti Vepora. *Spríevodca, sekcia A — kryštalinikum*. *Geol. ústav D. Štúra, Bratislava*, c. 30—37.
- KAMENICKÝ, J., 1967: In Mahel' et al.: Regionální geologie ČSSR. Díl II — Západní Karpaty, Sv. I. Nakladatelství Academia, Praha. c. 486.
- KAMENICKÝ, J., 1977: Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.). *Miner. slov.* (Bratislava), 9, 3, c. 161—184.
- KAMENICKÝ, J., 1981: Autoreferát dizertácie na získanie vedeckej hodnosti doktora geologických vied. Bratislava, 50 c.
- KAMENICKÝ, J., 1982: Vývoj a podmienky metamorfózy v severozápadnej časti veporského rudohoria. In: *Metamorfne procesy v Západných Karpatoch*. *Geol. ústav D. Štúra (Bratislava)*, c. 23—37.
- KLINEC, A. — PLANDEROVÁ, E. — MIKO, O., 1975: Staropaleozoický vek Hronského komplexu veporid. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 63, c. 7—29.
- KORIKOVSKI, S. P., 1985: Evolution of monocyclic zonal-metamorphic complexes: prograde and retrograde stages, correlation with granite formation. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 36, 2, c. 235—244.
- KRIST, E., 1971: Geologico-petrographical relations of the NE part of the Tribeč Mts. crystalline complex. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.* (Bratislava), 21, c. 11—43.
- KRIST, E., 1980: Diaforéza v západnej časti veporidného kryštalinika. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.* (Bratislava), 34, c. 5—30.
- PLANDEROVÁ, E. — VOŽÁROVÁ, A., 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporid. *Geol. Práce Spr.* (Bratislava), 70, c. 129—141.
- PUTIŠ, M., 1979: Príspevok k štruktúrnej analýze kryštalinika Suchého a Malej Magury. *Zbor. ref. „Tektonické profily Západných Karpát“* (Bratislava), c. 161—166.
- PUTIŠ, M., 1981: Geologicko-tektonické pomery predtriasových útvarov Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. Kandid. dizert. práca. Manuscript, GÚ SAV, Bratislava, 187 c.
- SCHENK, V., 1984: Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasites, ultramafics, and meta-carbonates from Southern Calabria (Italy): prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. *J. Petrology*, 25, 1, c. 255—298.
- TURNER, F. J., 1968: *Metamorphic petrology*. McGraw-Hill Co, New York — London — Sydney, 403 c.
- VRÁNA, S., 1964: Chloritoid and kyanite zone of Alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and the Veporides (Slovakia). *Krystalinikum (Praha)*, 2, c. 125—143.
- VRÁNA, S., 1966: Alpidische metamorphose der granitoide und Foederata — serie im mittelteil der Veporiden. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava)*, 6, c. 29—84.

- VRÁNA, S., 1980: Newly-formed Alpine in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 25, 1, c. 41—54.
- YARDLEY, B. W. D. — BALTATZIS, E., 1985: Retrogression of staurolite schist and the sources of infiltrating fluids during metamorphism. Contr. Mineral. Petrology (Berlin—New York), 89, 1, c. 59—68.

Рукопись получена 9 декабря 1985.