

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
КОНГРЕСС
КАРПАТО-БАЛКАНСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

**МАТЕРИАЛЫ
КОМИССИИ
МИНЕРАЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ**

№2



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ — 1973

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
КОНГРЕСС
КАРПАТО-БАЛКАНСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

549+550.4

МАТЕРИАЛЫ
КОМИССИИ МИНЕРАЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ

№ 2



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»

КИЕВ — 1973

INTERNATIONALER GEOLOGENKONGRESS
KARPATO-BALKANISCHE GEOLOGISCHE ASSOZIATION

MATERIALIEN
DER KOMMISSION FÜR MINERALOGIE
UND GEOCHEMIE

№ 2



VERLAG «NAUKOVA DUMKA»
KIEV — 1973

На IX съезде Карпато-Балканской геологической ассоциации (КБГА), происходившем в сентябре 1969 г. в Будапеште, принято решение о создании металлогенической карты Карпато-Балканского региона масштаба 1 : 1 000 000. Выполнение этих работ возложено на Комиссию минералогии и геохимии.

Согласно решению IX съезда КБГА Комиссия минералогии и геохимии в конце 1970 г. разослала макет условных обозначений к металлогенической карте во все страны-участницы КБГА для обсуждения. На заседании Комиссии минералогии и геохимии в сентябре 1971 г., состоявшемся в Киеве, советская национальная подкомиссия продемонстрировала макет металлогенической карты Карпат и условных обозначений к нему. Решением Комиссии эти материалы приняты как первый вариант макета.

В сборнике рассматривается макет металлогенической карты Карпат, а также выступления участников заседаний при обсуждении макета.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
академик АН УССР *Е. К. Лазаренко*

Редакция литературы о Земле и Космосе
Зав. редакцией *В. Н. Завирюхина*

Е. К. ЛАЗАРЕНКО, Э. А. ЛАЗАРЕНКО, О. А. МАЛЫГИНА

E. K. LAZARENKO, E. A. LAZARENKO, O. A. MALYGINA

МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАРПАТ

(Объяснительная записка к макету металлогенической карты Карпат
масштаба 1:1 000 000)

Metallogenie der Karpaten
(Erläuterungen zum Maket der metallogenischen Karte der Karpaten,
Maßstab 1 : 1 000 000)

ВВЕДЕНИЕ

Выполняя решение IX съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации (КБГА), советская подкомиссия минералогии и геохимии составила макет металлогенической карты Карпат масштаба 1:1 000 000. Он демонстрировался на заседании Комиссии минералогии и геохимии КБГА, состоявшемся в сентябре 1971 г. в Киеве. Решением Комиссии этот макет принят как первый вариант металлогенической карты Карпат масштаба 1:1 000 000 и должен рассматриваться как основа для создания окончательного варианта металлогенической карты Карпат данного масштаба. Для создания такой карты геологи стран Карпатского региона должны провести большую работу и обсудить многие вопросы, которые еще слабо разработаны или являются дискуссионными. В связи с этим для наиболее широкого обсуждения первого макета металлогенической карты Карпат Комиссия минералогии и геохимии КБГА решила опубликовать макет карты и объяснительную записку к нему.

При составлении макета металлогенической карты Карпат подкомиссия стремилась выработать основные принципы, на которых должна базироваться такая карта, и показать характерные черты металлогении Карпат без претензий на полноту металлогенической информации. На карте не отражены все известные месторождения и рудопроявления Карпат, так как это является задачей последующих работ над металлогенической картой, главным образом в национальных подкомиссиях минералогии и геохимии КБГА. Организационные вопросы составления окончательного варианта металлогенической карты Карпат масштаба 1:1 000 000 должны обсуждаться на очередном заседании Комиссии минералогии и геохимии КБГА.

Для составления макета мы использовали геологические, тектонические и металлогенические карты одного с макетом

масштаба (1:1 000 000), изданные в СРР, ВНР, ЧССР, ПНР и СССР, а также карты других масштабов и многочисленные литературные источники, главные из которых приведены в библиографии.

Наш макет создан на принципах металлогенического анализа, разработанных советской металлогенической школой, основоположниками которой являются С. С. Смирнов и Ю. А. Билибин.

Применяемая терминология в основном соответствует трактовке, принятой в книге «Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении», изданной под редакцией Е. Т. Шаталова (1963). При описании тектономагматического развития и магматических формаций авторы придерживались рекомендаций формационной комиссии Петрографического комитета СССР (Устиев, 1970). В основу металлогенической легенды положены условные обозначения, предложенные Е. Т. Шаталовым и др. (1963, 1964), которые наиболее полно отражают принципы, принятые для построения макета металлогенической карты.

Основными геологическими факторами, определяющими закономерности размещения рудных месторождений в Карпатском регионе в пространстве и времени, считались тектонический, магматический, структурно-геологический, литологический и фактор эрозионного среза. Эти металлогенические критерии подробно рассматриваются при описании макета металлогенической карты и условных обозначений. Мы считаем, что наиболее важными вопросами, по которым должна быть выработана единая точка зрения при составлении окончательного варианта металлогенической карты Карпат масштаба 1:1 000 000, являются: тектоническое районирование, схема тектономагматического развития, формационный анализ горных пород (и в первую очередь магматических), классификация рудных месторождений по генетическим типам и рудным формациям, возраст оруденения, связь оруденения с магматическими формациями, металлогеническое районирование.

Металлогения, по определению Е. Т. Шаталова (1963), — это «область учения о полезных ископаемых, характеризующая геологические закономерности размещения в пространстве и времени рудных месторождений». При металлогенических построениях часто приходится обращаться с формальными понятиями, такими как формации горных пород и рудных месторождений. В частности, по определению Р. М. Константинова (1970), под рудной формацией следует понимать «группу месторождений, имеющих сходный минеральный состав и близкие геологические условия образования», незави-

симо от возраста месторождений. Выделение рудных формаций должно базироваться на эмпирически установленных признаках месторождений, т. е. в определении этих понятий нет четких указаний на генезис месторождений в отличие от генетических классификаций. В Карпатах мы встречаемся с большим разнообразием продуктов постмагматической деятельности, среди которых не все относятся к рудным месторождениям, хотя отдельные фации различных по генезису образований имеют почти одинаковый состав и строение. Например, околорудные измененные породы на миоценовых месторождениях весьма сходны с некоторыми фациями безрудных метасоматических формаций, таких как вторичные кварциты, поэтому при изучении рудных месторождений и вообще постмагматических образований Карпат важно выявление их генезиса. Возможно, поэтому на карте и в объяснительной записке несколько больше освещены вопросы генезиса тех или иных образований, чем обычно принято при подобных металлогенических исследованиях. В связи с этим макет металлогенической карты построен не на рудно-формационном принципе, а пометально и поминерально (по видам полезных ископаемых). В данном случае мы придерживаемся представлений В. И. Смирнова (1969), по определению которого «...формацией называется комплекс парагенетически связанных горных пород магматического, осадочного или метаморфического происхождения и ассоциированных с ним месторождений полезных ископаемых, обусловленных единством происхождения в определенных структурно-фациальных геологических условиях».

Относительно эндогенных формаций мы применяем эту формулировку в несколько расширенном виде, относя к ассоциированным с магматическими формациями не только месторождения полезных ископаемых, но и все продукты постмагматической деятельности независимо от их практического значения.

Составление макета металлогенической карты и условных обозначений к ней было возложено на советскую подкомиссию минералогии и геохимии КБГА, поэтому естественно, что как макет, так и объяснительная записка отражают в основном представления советских геологов о металлогении Карпат, в том числе и авторов данной объяснительной записки. Ряд вопросов и отдельных положений, которые требуют более широкого обсуждения или могут оказаться дискуссионными, в объяснительной записке рассмотрен подробнее. Причем здесь часто приводится фактический материал по Украинским Карпатам, позволяющий, на наш взгляд, без особых затруднений проводить аналогии с соседними территориями. Территория

Украинских Карпат занимает особое положение в геологии региона.

Здесь проходит стык между Западными и Восточными Карпатами и практически имеются все основные тектонические элементы Карпат в целом. Неоднократные горизонтальные перемещения горных масс в северо-восточном направлении привели к резкому сужению тектонических зон на территории Украинских Карпат, занимающих северо-восточное положение в регионе. Это имело особое значение для развития магматизма, что выразилось в территориальной близости, а местами — территориальной совмещенности вулканических центров.

Последние связаны с формированием соседних зон, характеризующихся различным знаком тектонических движений и своими специфическими особенностями магматизма. Эти геологические явления играют громадную роль и для металлогении, специфичность которой проявляется в зависимости от тектонического развития той или иной тектонической зоны и развития в ней определенного типа магматизма.

На первый взгляд может показаться, что металлогеническая карта загружена излишними условными обозначениями. Однако только при максимальной нагрузке карты объективными металлогеническими данными она становится нерегистрационной, отвечает своему масштабу и ее можно использовать для прогнозирования.

По просьбе Комиссии минералогии и геохимии КБГА работы выполнялись в Институте минеральных ресурсов. Авторы признательны руководству Министерства геологии УССР, способствовавшему постановке и выполнению этих работ.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КАРПАТ

Одним из главных определяющих моментов в металлогенических построениях является правильная разработка схемы тектоно-магматического развития того или иного региона.

Как и в других альпийских подвижных областях, в Карпатах наибольшие затруднения возникают при выявлении закономерностей тектоно-магматической эволюции доальпийских складчатых сооружений, в основном глубоко метаморфизованных и интенсивно дислоцированных. Ископаемой фауны в метаморфических толщах, как правило, нет. Радиологические исследования также зачастую не дают однозначных данных из-за неоднократно повторявшегося регионального метаморфизма.

Как указывает Х. Саву и др. (1970), Карпатская подвижная область, очевидно, была заложена на симатическом основании океанической зоны, располагавшейся западнее древнекарельского цоколя Восточно-Европейской платформы, и продолжительное время развивалась в геосинклинальных условиях, начиная с конца раннего протерозоя вплоть до четвертичного периода.

Подвижная область четко разделяется на два крупных структурных элемента: Внешние и Внутренние Карпаты. В современном структурном плане граница между ними с некоторой условностью (на стыке во многих местах отмечаются надыги различного возраста и амплитуды) может быть проведена на западе — по южной (Пенинской) утесовой зоне, на востоке — по внешней окраине Марамурешского массива и на юге — по окраине Южных Карпат.

Во Внутренних Карпатах во всех датированных геологических образованиях большой объем занимают магматические породы (вулканические и интрузивные). О магматических породах Внешних Карпат, особенно в их фундаменте, меньше как прямых, так и косвенных данных. Но и те сведения, что существуют, свидетельствуют о почти полном отсутствии вулканических и интрузивных пород.

Доальпийские породы во Внутренних Карпатах подверглись интенсивным процессам регионального метаморфизма, тогда как во Внешних Карпатах породы, по крайней мере палеозоя, не метаморфизованы. Исходя из этих данных, Внутренние Карпаты можно рассматривать как участок земной коры, развивавшийся на протяжении нескольких тектоно-магматических циклов в эвгеосинклинальных условиях. Внешние Карпаты развивались в миогеосинклинальных условиях. В связи с этим мы считаем, что развитие каждой из указанных территорий целесообразнее рассматривать отдельно.

Особое место в тектоно-магматическом развитии исследуемой территории занимает альпийский цикл, характеристику которого, на наш взгляд, удобнее провести, сопоставляя Внешние и Внутренние Карпаты.

Внутренние Карпаты

Докембрий

Во всех основных выступах доальпийского фундамента залегают кристаллические породы, относящиеся к различным фациям метаморфизма. Неодинаковая степень метаморфизма, а также некоторые еще совершенно недостаточные данные ра-

диологических исследований позволяют расчлениить по возрасту всю метаморфическую толщу.

В Западных Карпатах наиболее глубоко метаморфизованные породы, согласно данным Я. Каменецки (1967), ярабской (татранской) серии относятся к нижнему—среднему, а кокавской (когутской) — к верхнему протерозою. Этой группе серий соответствуют такие серии метаморфических пород, как белопотокская (Украинские Карпаты), Хэгимаш, Бретила (Восточные Карпаты), Бая-де-Ариеш (Апусени), Лотру, Себеш (Южные Карпаты). Породы этих серий представлены в основном метаморфизованными геосинклинальными осадками, возможно, отчасти флишевой формации (часто наблюдается ритмичное чередование прослоев в парапородах). Отмечаются амфиболиты, амфиболовые сланцы, представляющие собой, по-видимому, первоначально геосинклинальную спилито-диабазовую формацию. Весьма характерны мигматиты. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболовой фаций.

В докембрийских метаморфических толщах широко развиты гранитоидные интрузии. Большая их часть относится к герцинскому циклу, но некоторые, без сомнений, относятся к докембрию. Так, возраст метаморфизма, очевидно, синтетектонических гранитов байкальского цикла, по данным радиологических исследований Х. Саву и др. (1970), составляет 550 млн. лет. Подобные данные были получены ранее Н. П. Семененко и др. (1965) для пород белопотокской серии.

Вопрос о наличии в Западных Карпатах докембрийских месторождений не решен (Варчек, 1967). Не установлены месторождения этого возраста и в Восточных Карпатах. В Южных Карпатах есть месторождения мусковита и полевого шпата в пегматитах, возможно, метасоматического метаморфогенного происхождения (Саву и др., 1970).

Каледоно-герцинский цикл

Каледоно-герцинский цикл наступил после большого перерыва (Бызова и др., 1971). Каледонский цикл в Карпатах оказался незавершенным, и каледонская геосинклиналь развилась в герцинскую. Геосинклинальный режим существовал в этом цикле на протяжении длительного времени — от кембрия до конца нижнего карбона. Накопление геосинклинальных осадков сопровождалось мощными неоднократными вспышками вулканической деятельности.

В нижнем карбоне геосинклинальные отложения подверглись региональному метаморфизму фации зеленых сланцев.

В толще кембрий-силурийского возраста (по данным других авторов, кембрий-ордовикского) большой объем занимают порфиroidная серия и амфиболиты, являющиеся метаморфизованной геосинклинальной спилито-кератофировой формацией. Порфиroidная серия Восточных и Южных Карпат параллелизуется с гельницкой серией (кембрий-ордовик) Спшско-Гемерского рудогорья Западных Карпат.

Этот этап тектоно-магматического развития имеет важное металлогеническое значение для Западных, Восточных и Южных Карпат, так как с ним сопряжено формирование колчеданно-полиметаллических и медноколчеданных месторождений с баритом, связанных, по-видимому, парагенетически со спилито-кератофировой формацией кембрий-силура. Это первая из основных металлогенических эпох Карпат. Кроме колчеданных месторождений, в это время были сформированы многочисленные вулканогенно-осадочные месторождения железа и марганца.

В среднем палеозое в герцинском цикле продолжалось, вероятно, без перерыва осадконакопление геосинклинального типа, сопровождавшееся извержениями спилитов и кератофиров.

В разрезе наблюдаются слюdistые сланцы, амфиболиты, амфиболитовые, актинолитовые, эпидот-актинолитовые ортосланцы. Большинство геологов считают, что формирование этой спилито-кератофировой формации происходило в девоне. С ней парагенетически связаны колчеданные месторождения с медью, свинцом, цинком. С внедрившимися ультраосновными интрузиями связаны месторождения асбеста, хромита, железа (массив Юц).

Основная фаза складчатости герцинского тектоно-магматического цикла проявилась в верхах нижнего карбона. С этим складчатым (синкинематическим) периодом связана интенсивная интрузивная деятельность и процессы регионального метаморфизма.

Герцинские соскладчатые интрузии широко развиты в Западных и Южных Карпатах, Апусенях, мелкие интрузии значительно распространены в Восточных Карпатах. Время внедрения их, по-видимому, было длительным. Об этом можно судить по наблюдающемуся в ранних интрузиях интенсивному рассланцеванию (превращению в гранито-гнейсы) мелких тел и краевых частей крупных интрузий.

Очевидно, в поздний или конечный период складчатости и метаморфизма была сформирована габбро-плагногранитная соскладчатая формация. К ее проявлениям мы относим мелкие интрузивные тела биотитовых плагногранитов и метагаббро, установленных на западной окраине Марамурешского

массива в пределах Украинских Карпат. Характерной чертой интрузий является массивный облик и четко выраженные интрузивные контакты. В то же время интрузии претерпели региональный метаморфизм. Породы перекристаллизованы. Граниты содержат метаморфический гранат, цоизит, хлорит, а габбро — амфибол, цоизит, биотит, хлорит. На наш взгляд, эти образования можно параллелизовать с герцинскими интрузиями массива Заранд на юго-западе Апусеней (Онческу, 1960) и другими подобными соскладчатыми интрузиями гранитоидного состава. К этой формации, вероятно, относятся граниты, диориты, габбро, габбро-снениты Южных Карпат.

Во Внутрикрупатской области почти во всех выступах дольпийского фундамента устанавливаются рудопроявления и мелкие рудные месторождения, связанные с герцинским магматизмом средней стадии тектоно-магматического развития. К ним относятся проявления молибденита в аплит-пегматитовых и кварцевых жилах, скарнов с железорудной минерализацией, гидротермальные золотоносные кварцевые, кварцевые с халькопиритом, антимонитовые и другие жилы, пирит-халькопирит-полиметаллические, серебро-свинцово-цинковые, хромитовые, а также графитовые месторождения. Это вторая металлогеническая эпоха Карпат.

Главная герцинская фаза складчатости сопровождалась региональным метаморфизмом, распространившимся на всю Внутрикрупатскую область. Каледоно-герцинские породы подверглись в основном эпизональному, переходящему в мезозональный, метаморфизму фации зеленых сланцев и амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Кристаллические породы нижнего структурного этажа мезо- и катазональные испытывали процессы диафореза. По многочисленным радиологическим исследованиям, абсолютный возраст регионального метаморфизма составляет 320—340 млн. лет, т. е. считается досреднекарбовым.

Орогенная стадия герцинского тектоно-магматического цикла относится к верхнему карбону — перми. В этот период наряду с пестро- и красноцветными континентальными песчано-глинистыми осадками местами отлагались мощные толщ конгломератов «веррукано», а также морские карбонатные породы рифового происхождения. Гипабиссальные интрузии внедрились в карбоне. Рудные месторождения с ними не установлены.

В перми местами проявился интенсивный конечный вулканизм герцинского цикла. Он представлен породами среднего состава. Наиболее широко порфириды и их туфы развиты среди пермских отложений Западных Карпат, с которыми связа-

ны проявления урана, меди и молибдена. Значительно меньше эти образования проявились в Восточных и Южных Карпатах.

В заключение отметим, что изучение этих доальпийских геологических образований находится уже в таком состоянии, когда можно проводить с достаточной уверенностью параллелизацию метаморфических, магматических и рудных формаций различных районов области. Такие сопоставления свидетельствуют о принадлежности выступов древних кристаллических толщ во Внутривосточной области к единой подвижной области доальпийских циклов тектоно-магматического развития.

Во Внутренних Карпатах во всех циклах с большой интенсивностью развивалась вулканическая и интрузивная деятельность. На этом основании данная территория характеризуется приемственностью развития в условиях эвгеосинклинали. Это положение имело, на наш взгляд, очень важное значение для последующего альпийского цикла тектоно-магматического развития.

Внешние Карпаты

Материала о доальпийских образованиях во Внешних Карпатах* еще очень мало, поэтому геологи часто прибегают к косвенным данным.

Вопрос о характере фундамента складчатых флишевых Карпат наиболее полно рассмотрен В. В. Глушко (1968).

Западные флишевые Карпаты граничат с Восточно-Судетской складчатой областью Чешского массива, в составе которой различают Внутреннюю, Моравско-Силезскую, зону древнепалеозойских сильно метаморфизованных пород и Внешнюю, собственно Восточно-Судетскую, неметаморфизованную область, примыкающую к Карпатам и уходящую под них. Многочисленные скважины под флишем вскрывают неметаморфизованные породы карбона и девона. К югу от Тешина в Пуньцуве и Жешотарах на глубине под образованиями девона скважинами вскрыты кристаллические породы докембрия (Ксенжеквич и др., 1968). В. В. Глушко (1968) допускает, что породы девона и карбона заходят на 10—15 км юго-восточнее современного края Западных Карпат и эта полоса протягивается под Карпатами параллельно их простиранию в юго-вос-

* К Внешним Карпатам мы относим флишевую зону, Предкарпатский передовой и Моравский краевой прогибы. В западной части раздел проходит по южной (Пенинской) утесовой зоне.

точном направлении. К юго-востоку от этой линии в основании Карпат, возможно, находятся додевонские кристаллические породы, о чем свидетельствует галька, валуны и глыбы кристаллических пород в экзотических конгломератах флиша Западных Карпат (Новак, 1927; Ксенжкевич, 1931; Визер, 1948; Гловацкий, 1957; Андрусов, 1958; Ксенжкевич и др., 1968).

Северо-восточнее, в Свентокшиской складчатой области, известны черные сланцы силура с граптолитами, глинистые сланцы, песчаники, известняки, конгломераты девона, глинистые сланцы, угли карбона (Ксенжкевич и др., 1968).

Восточнее Краковского антиклинория, в юго-западной части Свентокшиской складчатой области, расположена Тешино-Меховская впадина. На тектонической схеме Глушко (1968) — это Тарнувский прогиб. На юго-востоке он перекрывается молассами и флишем Карпат. «Тарнувский прогиб вместе с перекрывающим его мезозоем в юго-восточном направлении скрывается под надвиг Карпат и, вероятно, прослеживается вплоть до советско-румынской границы, ограничиваясь с северо-востока складчатой полосой филлитов, находящихся на продолжении Лежайского массива, а на юго-западе Мармарошским массивом и его погребенным под флишем северо-западным продолжением. Прямого доказательства наличия в фундаменте Карпат отложений палеозоя нет. Имеются лишь косвенные признаки, позволяющие считать, что в основании Восточные Карпаты сложены силурийскими, девонскими и карбоновыми породами. Отложения силура в виде зеленовато-серых сланцев с граптолитами известны из экзотических конгломератов нижнего миоцена Старой Соли (Чарноцкий, 1934), Нагуевичей (Алферьев, 1949) и Верхне Синевидного (Линецкая, 1958). Есть указание (Вуйцик, 1907, 1908) на наличие в эоценовых конгломератах Кругеля Великого южнее Перемышля черных битуминозных известняков, очень похожих на девонские известняки Дембника западнее Кракова. Обломки известняков карбона найдены К. Вуйциком в конгломератах Кругеля Великого, а Л. В. Линецкой — в конгломератах ямненской свиты палеоцена у Стрельбичей. Особый интерес представляют многочисленные обломки каменного угля (судя по споропыльцевому комплексу, они скорее всего принадлежат к верхнему карбону), часто встречающиеся в верхнемеловом флише северо-восточного склона Карпат от Перемышля до Верховины. Приведенные данные позволяют считать, что в основании мезозоя Карпат не только имеется силур, девон и нижний карбон, но и продуктивная толща верхнего карбона. В данном случае речь идет о погребенном громадном по своей протяженности каменноугольном бассейне, продуктивные пласты

которого залегают на глубинах, к сожалению, еще не доступных для современной техники разработки.

Тарнувский прогиб в районе Северо-Буковинского поперечного поднятия, вероятно, замыкается, в противном случае он должен сильно сужаться и уже на территории Румынии соединяться с палеозойской впадиной, выявленной недавно в основании Мизийской платформы. Это предположение представляется вероятным и потому, что в районе Бухареста на глубинах, превышающих 2000 м, был вскрыт верхний карбон с пластами угля (Глушко, 1968).

Тарнувский прогиб с северо-востока ограничивается Лежайским массивом, представляющим собой гряду докембрийских пород, которая в период образования флиша Восточных Карпат и нижних моласс Предкарпатского прогиба четко отделяла геосинклинальную область от платформенной (Глушко, 1968). Лежайский массив в современном структурном плане располагается под Предкарпатским передовым прогибом. В его строении принимают участие докембрийские зеленые и коричневые глинистые сланцы с прослоями кварцитов и граувак.

Отложения кембрия, как установлено Я. Самсоновичем (Глушко, 1968) в Климентовском антиклинории, находящимся на северо-западном простирании Лежайского массива, залегают с угловым несогласием на более древних породах. Характерно также резко несогласное залегание пород девона на породах силура, ордовика и кембрия, что считается неоспоримым доказательством каледонской складчатости (как мы отмечали, не устанавливаемой во Внутренних Карпатах).

Скважинами, пройденными в пределах Предкарпатского передового прогиба юго-восточнее выходов на поверхность пород Климентовского антиклинория, вскрываются слабо метаморфизованные пестроцветные глинисто-песчаные породы рифея (Глушко, 1968).

Как указывает В. В. Глушко, продолжением Климентовского антиклинория на восток и юго-восток является Лежайский массив докембрийских пород, выявленных бурением до района Ходновичей. Дальше на юго-восток его можно проследить по экзотическим конгломератам нижнего неогена и флиша, содержащим гальку и валуны зеленых, красных и черных филлитов, серых кварцитов и метаморфизованных алевролитов. К северу от погребенного докембрийского Лежайского массива по Внешней зоне Предкарпатского передового прогиба вскрываются интенсивно дислоцированные нижнепалеозойские породы погребенной части простирającegoся на юго-восток Климентовско-Рава-Русского антиклинория. Как отмечает Глушко (1968), материалы, опубликованные И. Банчиллой,

Ф. Христеску, свидетельствующие о, возможно, горизонтальном залегании силура в румынской части Предкарпатского прогиба между реками Молдовой и Тротушем, дают основание предполагать выклинивание в верховьях Серета Климентовско-Рава-Русского антиклинория. Это в свою очередь подтверждает то, что связи между Свентокшиской складчатой областью и Добруджей не существует.

«В южной Добрудже, Мизийской платформе также, как и в пределах прилегающей части Предкарпатского прогиба, под покровом мезозойско-кайнозойских осадочных образований глубокими скважинами, кроме зеленых филлитов докембрия и темных сланцев силура, вскрыты породы, относимые И. Пэтруцем и др. (J. Pătruț et al., 1961), Н. Григорашем и др. (N. Grigoraș et al., 1963) к девону, карбону и перми.

Характеризуя структурные этажи Мизийской платформы, П. Даракчиев, А. Атанасов, И. Иорданов (1963) выделяют палеозойский складчатый фундамент и платформенный чехол, представленный породами верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя. По их мнению, породы девона и нижнего карбона интенсивно дислоцированы не только в Болгарии, но и в Румынии. Отложения же угленосного карбона, развитые восточнее Бухареста, лежат спокойно и, вероятно, с угловым несогласием на геосинклинальных образованиях нижнего карбона и девона. К близкому выводу пришли несколько раньше И. Пэтруц, М. Попеску, Ц. Теодореску, М. Молнер (Pătruț, Popescu, Teodorescu, Molnar, 1961), которые пишут, что отложения, сформированные в палеозое, были собраны в складки во время герцинского орогенеза. Не исключено, что силурийские осадки дислоцированы и в каледонскую складчатость. На основании приведенных выводов можно сделать заключение, что в силуре, девоне и нижнем карбоне Мизийская платформа и прилегающий к ней Предкарпатский прогиб представляли собой область с геосинклинальным режимом осадконакопления. Платформенный режим наступил только после завершения герцинского орогенеза — в начале среднего карбона или не позже пермо-триаса. Сравнивая приведенные данные с материалами по геологическому строению Тарнувского синклинория, можно предположить, что этот последний и герцинская складчатая область фундамента Мизийской платформы в силуре, девоне и карбоне представляли собой единый бассейн седиментации, значительная часть которого в современном структурном плане погребена под мезозойско-кайнозойской толщей флишевых Карпат» (Глушко, 1968).

Таким образом, в настоящее время имеется большое количество объективных данных о доальпийском фундаменте флишевых Карпат и Предкарпатского краевого прогиба. Эти

материалы свидетельствуют о том, что фундамент сложен докембрийскими, каледонскими и герцинскими складчатыми образованиями. Вулканических пород здесь почти нет. Это подтверждает предположение о том, что формирование осадков происходило в миогеосинклинальных условиях. Еще одной особенностью является незначительное развитие здесь процессов метаморфизма и отсутствие гранитоидных интрузий. Среди пород докембрия отмечаются слабо метаморфизованные глинистые сланцы и песчаники. В этом отношении породы Внешней зоны пра-Карпат совершенно не сопоставимы с внутрикрупатскими, где региональному метаморфизму зеленосланцевой и амфиболитовой фаций подверглись породы девона и нижнего карбона.

Альпийский цикл

После герцинского орогенеза в верхней перми и, возможно, в нижнем триасе на территории Карпат существовала суша с равнинным пещенелизированным рельефом. В нижнем мезозое тектоническая активность этой территории была ослабленной, она увеличивалась в мелу, палеогене и миоцене и затухала в плиоцене.

Квазиплатформенная (Хаин, 1964) и лептогеосинклинальная (Труды УкрНИГРИ, 1971) стадия альпийского тектономагматического цикла. В течение триаса и юры на территории Карпат преобладали слабо дифференцированные и весьма умеренные по скорости погружения. В связи с этим на данной территории можно выделить особый этап развития — промежуточный — между герцинским и альпийским геосинклинальными этапами (Хаин, 1964).

В раннем триасе существовал морской бассейн, расчлененный невысокими поднятиями, сложенными палеозойскими и более древними породами. В нем накапливались терригенные толщи, в нижней части представленные в основном конгломератами, а в верхней — красноцветами. В среднем триасе на обширных территориях развивались карбонатные формации. Магматизм на этом этапе проявился во внедрении небольших тел серпентинитов, габбро, диабазов, глаукофанитов в Западно-Карпатских центральных массивах, Северо-Венгерских островных горах и горах Мечек. Мощные раннемезозойские вулканические извержения спилитов, диабазов, габбро происходили в Апусеях в позднем триасе и раннем мелу. Здесь с ними связаны магматические месторождения железа и хрома.

В юре и нижнем мелу продолжалось накопление монотонных кремнисто-карбонатных толщ без заметных фациальных изменений.



В верхней юре — валанжине монотонность осадконакопления была нарушена вспышкой вулканической деятельности, местами достигшей большой мощности. В Западных Карпатах и Венгрии состав извержений щелочной (лимбургиты, пикриты, трахидолериты и их туфы); в Восточных Карпатах и Апусенях — нормальный (спилиты, диабазы, габбро-порфириты и их туфы).

Вулканические извержения этого периода сопровождалось внедрением гипабиссальных интрузий основного и ультраосновного состава.

В районах основной вулканической деятельности среди кремнисто-карбонатных осадков известны пластовые осадочные месторождения железных руд, образование которых связывается с формированием триас-нижнемеловой спилито-диабазовой формацией начальной (догеосинклинальной) стадии развития.

Ранняя (геосинклинальная) стадия тектоно-магматического развития. Интенсивные опускания произошли во Внешних Карпатах, начиная с юры или нижнего мела, где началось накопление флишевых осадков. Во Внутренних Карпатах продолжался лептогеосинклинальный режим. Здесь продолжалось без перерыва отложение тех же карбонатных осадков, что и в титоне. Таким образом, структурная перестройка региона в геосинклинальную стадию началась в относительно спокойной обстановке. По образному выражению Н. Онческу (1960), во время отложения синайских слоев (черный флиш неокома) между флишевой зоной, в которой они формировались, и зоной кристаллических и мезозойских пород (Марамурешский массив) существовал достаточно значительный порог, обусловивший различные условия осадконакопления между этими двумя областями: в зоне кристаллических и мезозойских пород формировались неокомские отложения глинистой аммонитовой фации — фации Дымбовичоара, а в более прибрежных зонах — даже рифовые известняки с пахиодонтами. Одновременно с этим во Внешних Карпатах в геосинклинальной зоне отлагались неритовые обломочные породы, представленные синайскими слоями и слоями Комарник. Однако уже в это время срединный массив не оставался целиком стабильным. В его пределах на территории южной части Трансильванской впадины и восточной части Апусеней был заложен флишевый трог, где накапливались, как и во Внешних Карпатах, породы синайской серии.

Этот ранний период геосинклинальной стадии характеризуется основным подводным вулканизмом — достаточно интенсивным во внутренней зоне и весьма слабым во флишевой. Небольшие прослойки вулканических пород отмечаются в си-

найсних слоях (Онческу, 1960), а также в раховской и буркутской свитах в районе Рахова.

В лептогеосинклинальную стадию развития в поздней юре и раннем мелу происходили мощные вулканические извержения во Внутренних Карпатах. Магматизм в этот период проявился в подводных излияниях лав основного и среднего состава как во внутренней, так и внешней зонах, т. е. магматические проявления по своему характеру были близки, но интенсивность их проявления была различной.

Замыкание флишевого трога, интенсивная складчатость и полная его инверсия наступили на границе палеогена и неогена в савскую фазу тектоногенеза, которую обычно рассматривают как основную для Карпат. Собственно флишевый трог во Внешних Карпатах существовал на протяжении мела и палеогена.

Интенсивные тектонические движения в области геосинклинали происходили и до савской фазы тектоногенеза. Имеются признаки, что в определенные периоды внутри флишевого бассейна существовали кордильеры. Однако эти тектонические движения не приводили к полной инверсии флишевой зоны, хотя и сопровождалась интенсивной складчатостью. Образовавшиеся поднятия внутри флишевой зоны в савскую фазу складчатости были перекрыты пологими надвигами и оказались как бы замаскированными.

Наиболее интенсивные движения в собственно геосинклинальную стадию проявились в конце раннего мела (австрийская фаза) и в позднем мелу (ларамийская фаза). Если эти фазы тектоногенеза оказались как бы замаскированными во флишевой зоне, то в срединном массиве они оставили глубокий след.

В австрийскую фазу тектоногенеза произошли интенсивные сжатия. Флишевые толщи были смяты в крутые складки. В результате отраженной тектонической активизации (Щеглов, 1971) краевая часть срединного массива была интенсивно дислоцирована. В процессе центростремительного движения горных масс по радиальным направлениям возникло покровно-чешуйчатое строение периферийной зоны срединного массива (зоны центральных массивов). Были широко развиты покровы кристаллических пород мезо- и катазон, надвинутые на породы элизоны, а также на триас-юрскую оболочку кристаллических пород. В Восточных Карпатах произошел крупный надвиг Марамурешского кристаллического массива на нижнемеловой флиш синайской серии, возраст которого определяется как предаптский. Это подтверждают отложения соймкульской свиты (апт) в типичном ее разрезе для флишевого бассейна (Труды УкрНИГРИ, 1971) на чешуе кристаллических пород, на-

двинутых на неокомский флиш в районе Рахова. В полосе надвига в междуречье Тисы—Теребли наблюдается монокли-нальное залегание черного флиша с крутым падением на юго-запад. Кроме смятия и интенсивной складчатости, во флише-вом бассейне, по-видимому, возникли продольные поднятия (кордильеры). Формирование последних, очевидно, сопровождалось внедрением интрузий гранитоидов и излиянием липаритовых лав, судя по глыбам этих пород в неогеновых конгломератах Предкарпатского передового прогиба, абсолютный возраст которых определяется как нижний мел (Бойко и др., 1970).

Появление магматических пород кислого состава свидетельствует о двойственном характере магматизма, наблюдающемся на протяжении всей последующей истории геологического развития региона.

Во время орогенных движений австрийской фазы произошли глубокие расколы и расчленение срединного массива. Замкнулся Южно-Трансильванский флишевый трог, где синайские слои были смяты в складки и образовался верхнемеловой Дебреценский флишевый трог, в котором накопление флишиоидных фаций сопровождалось мощными извержениями диабазов. Такие, но слабые вулканические проявления в форме мелких потоков лав и пластов туфов, заключенных в толще пуховских мергелей (сенон), отмечаются в южной (Пенинской) утесовой зоне — в Драгово-Новоселицком ее отрезке. Возможно, к этому вулканизму во флишевой зоне следует отнести и тешениты Западных Карпат (Соколовский, 1964).

Горизонтальные перемещения горных масс с образованием крупных покровов были началом формирования зоны центральных массивов по окраине срединного массива. Завершился этот процесс в позднем мелу в ларамийскую фазу складчатости, когда в основном сформировалась внутренняя структура центральных массивов. В результате отраженной тектонической активизации в срединном массиве верхнемеловые флишиоидные породы Дебреценского трога, а также терригенные отложения верхнего мела были интенсивно смяты в складки (Онческу, 1960).

С процессами отраженной тектонической активизации в ларамийскую фазу сопряжены внедрения гранитоидной магмы. Верхнемеловые изверженные породы (интрузивные и эффузивные), относящиеся к соскладчатой гранитоидной (банатитовой) формации, положили начало мощным магматическим извержениям в срединном массиве.

Банатитовые интрузии на поверхности широко обнажены в Банате. Известны также небольшие выходы гранитоидов в Западных Карпатах. Однако эти интрузии были, несомненно,

распространены на больших площадях. Об этом свидетельствуют валуны меловых гранитоидов в палеогеновых конгломератах внутренних склонов флишевых Карпат, а также и то, что повсеместно во Внутренних Карпатах наблюдается наложение термального метаморфизма верхнемелового возраста на кристаллические породы и отчасти на их триас-юрскую оболочку. По всей вероятности, на значительных площадях банатитовые интрузии еще не вскрыты эрозией. Так или иначе этот этап магматизма и связанные с ним постмагматические явления способствовали консолидации зоны центральных массивов, а также Апусеньского и других выступов доальпийского фундамента.

С банатитовой магматической формацией связаны многочисленные месторождения полезных ископаемых в Западных и Южных Карпатах, Апусенях. К основным видам полезных ископаемых здесь относятся: железо, медь, никель, кобальт, висмут, свинец, цинк, ртуть, мышьяк, сурьма, золото, барит, сидерит, магнезит, тальк. Месторождения имеют верхнемеловой и палеогеновый возраст.

В палеогене во флишевом бассейне продолжались опускания, сопровождавшиеся накоплением мощных флишевых толщ и слабыми проявлениями спилито-кератофирового вулканизма.

В зону центральных массивов и в более внутренние части срединного массива в Трансильванскую впадину проникал морской бассейн, и в образовавшихся впадинах отлагались породы внутрикарпатского подгальского флиша. В этот период зарождался липаритовый вулканизм, последовавший за внедрением банатитовых гранитоидных интрузий, который, по классификации Г. Штилле (1964), можно отнести к субсеквентному вулканизму.

Пласты туфов и туффитов, нередко бенгонизированных, среди палеогеновых отложений известны в Венгрии и Закарпатском внутреннем прогибе. Вулканические центры, по-видимому, располагались на территории современной Большой Венгерской впадины (Вадас, 1964). Вместе с тем отмечены многочисленные находки пластов кислых туфов и туффитов в палеогеновых отложениях северного склона Украинских Карпат (Труды УкрНИГРИ, 1971) и обломки кислых вулканических пород в палеогеновых отложениях южного склона флишевых Карпат, на основании чего можно предположить о существовании в палеогене кордильеры внутри флишевого бассейна с действовавшими в ней липаритовыми вулканами. Вероятно, деятельность этих вулканов продолжалась и в миоцене, о чем свидетельствуют пласты липаритовых туфов в миоценовых молассах Предкарпатского передового прогиба.

Предполагать же, что источником вулканического материала для палеогена северного склона флишевых Карпат были вулканические центры, расположенные в Венгрии, нет достаточных оснований, ибо в палеогеновых отложениях Внешних Карпат (в особенности на их северном склоне) кислого вулканического материала больше, чем в палеогеновых образованиях Внутренних Карпат.

В палеогене на данной территории заметные рудообразующие процессы не проявлялись. Имеются лишь мелкие осадочные месторождения марганца, часть из которых эксплуатируется (Варчек, 1967).

Таким образом, в геосинклиальную стадию тектоно-магматического развития Карпат отмечается двойственный характер магматизма. Во флишевом бассейне проявился слабый спилито-кератофировый вулканизм, а в срединном массиве внедрились гранитоидные интрузии, вслед за которыми начался мощный липаритовый (субсеквентный) вулканизм.

Раннеорогенная стадия тектоно-магматического развития (миоцен). На границе палеогена и неогена произошла основная карпатская фаза складчатости (савская), которая привела к формированию на месте флишевого бассейна складчатой зоны. Последняя начала воздыматься с этого времени, и вдоль нее формировались передовой и внутренние прогибы. Интенсивные процессы сжатия земной коры в период складчатости привели к перемещению горных масс по радиальным направлениям от срединного массива. В результате возникло покровно-чешуйчатое строение складчатой флишевой зоны. Площадь, занимаемая флишевым бассейном, значительно сузилась. Породы различных структурно-формационных зон оказались надвинутыми друг на друга. Кордильеры, разделявшие прогибы, где формировались осадки с различными фаціальными характеристиками, были погребены под покровами складчатого флиша.

Формирование передового и внутренних прогибов осуществлялось в два этапа. **Передовой прогиб** делится на две зоны: внутреннюю, заложенную на флишевом фундаменте, и внешнюю, развивавшуюся на краевой части Восточно-Европейской платформы, которая прогибалась позже внутренней зоны (Труды УкрНИГРИ, 1971). Менее отчетливо это проявилось во внутренних прогибах. В Закарпатском внутреннем прогибе внешняя (северная, прилегающая к флишу) зона начала опускаться в раннем миоцене, и здесь формировались соленосные формации. Внутренняя зона прилегла к прогибу в тортоне, и соленосные отложения для нее не характерны. В прогибах накапливались молассовые формации, среди которых большое значение имеет вулканический материал. Кроме соле-

носных формаций раннего периода осадконакопления известны поздние угленосные формации.

В целом зона внутренних прогибов занимает внутреннее положение по отношению к зоне центральных массивов. Исключение, на первый взгляд, составляет Закарпатский внутренний прогиб, который примыкает с внешней стороны непосредственно к складчатой флишевой зоне, но и здесь сохраняются общие закономерности (в частности, фундаментом являются центральные массивы).

Н. Онческу (1960), анализируя характер миоценовых осадков Трансильванской впадины, указывает на однообразие фаций, представленных неритовыми отложениями эпиконтинентального моря небольших глубин, главным образом песчаниками и известковыми глинами мощностью более 3500 м. Накопление отложений такой огромной мощности в мелководном море, пишет автор, можно объяснить постепенным и медленным опусканием морского дна по мере накопления осадков, что представляет собой типичный пример компенсационного прогибания.

Полоса формирования зоны внутренних прогибов, объединяющая Малую Венгерскую впадину, Подунайский, Южно-Словацкий, Восточно-Словацкий, Закарпатский прогибы, Трансильванскую и Мурешскую впадины, занимает более внутреннее положение по отношению к зоне центральных массивов. Краевая часть срединного массива оказалась консолидированной в меловое и палеогеновое время процессами магматизма и метаморфизма ларамийской фазы складчатости, в связи с чем образовавшаяся зона центральных массивов была в миоцене относительно стабильной и служила областью сноса терригенного материала во внутренние прогибы.

Закарпатский внутренний прогиб непосредственно граничит со складчатой флишевой зоной, но сформировался он, как и другие внутренние прогибы, на фундаменте центральных массивов, которые оказались полностью погребенными под осадками неогена. Это объясняется, на наш взгляд, резким сужением внутрикарпатских тектонических зон в сегменте Украинских Карпат в связи с неоднократными процессами движения горных масс в северо-восточном направлении. Осколками центральных массивов во внешней части является Гуменский выступ древнемезозойских пород и Ужгородская кристаллическая глыба на западе, а на востоке во внешнем положении к прогибу находится Марамурешский кристаллический массив. Таким образом, во время формирования Закарпатского внутреннего прогиба наблюдалась тенденция к смещению к центру срединного массива зоны отраженной тектонической активизации по отношению к зоне центральных массивов.

Во внешней зоне Закарпатского внутреннего прогиба в раннем миоцене накапливались терригенные и соленосные отложения. С юго-запада эта зона, очевидно, ограничивалась линией от Требышова (Словакия), Вышково (Украина), к которой приурочена так называемая цепь погребенных вулканов (Мерлич, Славик и др., 1968).

В штирийскую (тортон) фазу складчатости формировалась Внешняя зона Предкарпатского передового прогиба и Внутренняя — Закарпатского. Резко поднялась складчатая флишевая зона, что привело к взбросам и небольшим надвигам в южном направлении флишевой зоны на нижнемиоценовые породы прогиба. Последние оказались собранными в пологие складки во впадине и крутые с опрокидыванием на юго-запад на границе с флишевой зоной. На размытой поверхности дислоцированных нижнемиоценовых отложений, включая нижний тортон соленосной формации, залегают верхнетортонские конгломераты и песчаники (Лазаренко, 1960).

В Предкарпатском прогибе тектонические движения имели большую силу и продолжительность. В это время сформировались надвиги флиша на внутреннюю зону передового прогиба. Движения здесь продолжались вплоть до плиоцена (Труды УкрНИГРИ, 1971).

В Закарпатском внутреннем прогибе вслед за тектоническими движениями в среднем тортоне произошла структурная перестройка. Восточная его часть (Солотвинская впадина) причленилась к складчатой флишевой зоне и с этого времени начала воздыматься. Южнее ее во внутренней зоне образовалась Бая-Марская впадина, где, как и в Чоп-Мукачевской впадине, продолжались опускания и осадконакопление.

Формирование внутренних прогибов происходило в основном вследствие блоковых движений, масштабы которых были различны. Так, в Закарпатском внутреннем прогибе выделяется четыре крупных блока со своими специфическими чертами стратиграфического разреза: Внешняя зона прогиба — Мукачевская и Солотвинская впадины и Внутренняя — Чоп-Береговский участок и Бая-Марская впадина, причем Береговский блок значительно сдвинут в северном направлении по отношению к Бая-Марскому. Субмеридиональная зона разломов, разграничивающая Чоп-Мукачевскую и Солотвинскую впадины, играла большую роль в формировании не только Внутренних, но и Внешних Карпат. Где-то в этой полосе, очевидно, проходит раздел между Западными и Восточными Карпатами. Об активных движениях еще в мелу, по-видимому, можно судить по полосе выходов гранитоидных интрузий (банатитов) в Апусенях, которые в северной части погребены, но о наличии их в донеогеновом фундаменте Закарпатского внутреннего про-

гиба можно судить по глыбам, галькам и валунам гранитоидов в мощной толще палеогеновых конгломератов на южном склоне складчатых флишевых Карпат.

Внутренние прогибы разбиты также на более мелкие блоки, между которыми происходили дифференциальные движения.

Раннеорогенная стадия характеризуется проявлениями мощного вулканизма во Внутрикрупатской области. По нашим представлениям, этот этап магматической деятельности имеет четко выраженный двойственный характер. Начавшийся в палеогене липаритовый (субсеквентный) вулканизм продолжался в миоцене, но с резко возросшей интенсивностью. По сравнению с верхнемеловой интрузивной деятельностью вулканические центры сместились к внутренней части срединного массива. Продукты вулканических извержений представлены здесь туфами, поточными туфами, игнимбритами с небольшим количеством липаритовых излияний и экструзий. В Большой Венгерской впадине выделяется три горизонта липаритовых туфов: гельветский (или бурдигальский), тортонский и сарматский, мощность каждого из которых достигает 1000 м. Площадь распространения туфов в Венгрии составляет 44 000 км² (Панто, 1965). Горизонты туфов, но меньших мощностей, наблюдаются во внутренних прогибах. Как указывает Г. Панто, центры извержений следует искать в игнимбритовых ядрах в пределах площади современной Большой Венгерской впадины. Они располагались также и вдоль северной окраины срединного массива на границе с внутренним прогибом (в горах Бюкк, Токайских, Береговском холмогорье и др.). По изученным здесь разрезам можно судить, что нижние горизонты сложены в основном туфами, туффитами и только сарматский горизонт содержит игнимбриты и прорывается экструзиями липаритов.

Для липаритовой формации характерно постоянство липаритового состава извержений. Это обстоятельство и огромные массы изверженного кислого вулканического материала позволяют предпочтительно рассматривать палингенный характер магматических очагов, активность которых проявилась во внедрении гранитоидов в позднем мелу, а затем в широкой вулканической деятельности в палеогене и миоцене.

С формированием внутренних прогибов, начиная с тортона или более раннего времени, связаны мощные извержения андезито-базальтов, андезитов, дацитов. Породы этой раннеорогенной андезитовой формации образуют прерывистую полосу выходов вулканических пород вдоль бортовых частей внутренних прогибов. В разрезах вулканических толщ наблюдается последовательная смена пород отвечающая нормальному ге-

модромному ряду магматической дифференциации. Завершилось формирование формации внедрением гипабиссальных интрузий в конце сармата и раннем плиоцене. Э. Вадас (1964) при рассмотрении неогеновых вулканических образований в Северо-Венгерских горах писал, что «...остается открытым вопрос о причине чередования пород риолитового, андезитового и базальтового состава в вертикальном разрезе». Подобные взаимоотношения наблюдаются и в Береговском районе. Совершенно неожиданно в лавовой толще андезито-базальта может встретиться прослой липаритовой лавы или среди липаритовых игнимбритов — поток андезита либо андезито-базальта. На больших площадях распространены смешанные туфы. Чаще всего это липаритовые туфы с примесью обломков андезита. Весьма широко такие туфы представлены в Береговском районе, где имеются туфы, содержащие липаритовый и андезитовый материал в самых различных пропорциях. Смешанные туфы во Внутрикрупатской области отмечали В. С. Соболев и др. (1955), М. Кутан (1963). В последнее время эти явления были объяснены. В Береговском районе выявлены территориально сближенные и одновременно действовавшие андезитовые и липаритовые вулканические центры. Синхронные извержения приводили к образованию смешанных вулканических пород, не только туфов, но и лав, смешение которых произошло, когда они были еще в жидком состоянии.

Здесь на стыке двух структур — внутреннего прогиба и срединного массива — в пространстве и времени оказались сближенными специфические магматические проявления, связанные с развитием каждой из этих структур. Игнимбриты и липариты в Береговском районе извергались по радиальным (субмеридиональным) по отношению к срединному массиву разломам, а андезитовый материал — по продольным (в основном северо-западным) разломам, сопряженным с развитием внутреннего прогиба.

В более широком плане мы видим, что андезитовая формация сопровождает внутренние прогибы, прослеживаясь вокруг срединного массива как в Карпатах, так и Динаридах и далее в Вардарской зоне, тогда как липаритовые вулканические аппараты располагались в основном на площади, занимаемой в настоящее время Большой Венгерской впадиной. Андезитовая формация имеет все признаки связи ее с глубинными подкоровыми магматическими очагами, вскрытыми разломами в процессе формирования внутренних прогибов.

Во Внутрикрупатской области оказались совмещенными во времени, а отчасти и пространстве, продукты вулканизма, которые можно связывать с палингенными внутрикоровыми магматическими очагами, и продукты извержений из магма-

тических очагов, образовавшихся в верхней мантии. Активная вулканическая деятельность, связанная с этими очагами, развивалась синхронно на протяжении нескольких десятков миллионов лет. Эти явления мы объясняем следующим образом. Внутренняя часть срединного массива в миоцене не подвергалась отраженной тектонической активизации, которая захватила лишь внешнюю его зону. Поэтому в центральной части массива сохранились те условия развития, что и в палеогене, продолжался тот же субсеквентный липаритовый вулканизм, в краевой части массива в связи с опусканиями возникли глубокие расколы (межглыбовые глубинные разломы), которые послужили каналами поднятия основных магм. Горы Бюкк, Токайские и Береговский район оказались на стыке двух структурно-формационных зон, характеризующихся своим специфическим магматизмом. Территориально сближенными оказались вулканические центры. Одновременное их действие и привело к образованию смешанных продуктов вулканизма.

Раннеорогенная стадия тектоно-магматического развития является одним из главных металлогенических этапов Карпат. С андезитовой формацией связаны многочисленные месторождения золота, серебра, свинца, цинка и, возможно, ртути; с липаритовой — алунита, каолина.

Позднеорогенная стадия тектоно-магматического развития.

Начало этой стадии следует рассматривать с верхнего сармата, когда внутренние впадины оказались отшнурованными от открытого моря и началось опреснение Внутрикиспатского водного бассейна. В этот период произошла значительная структурная перестройка. На месте относительно стабильной в миоцене центральной части срединного массива (Паннонского массива в прежнем понимании) образовалась обширная межгорная впадина — Большая Венгерская депрессия. Часть территории внутренних прогибов вышла из-под уровня водного бассейна. Другую часть образовали периферические впадины, сообщавшиеся с водным бассейном Большой Венгерской впадины через проливы между горстовыми поднятиями, обрамляющими Большую Венгерскую впадину и образующими полосу, отделяющую ее от внутренних прогибов.

Горстовые выступы были сформированы в процессе тектонических движений двух этапов: первого, миоценового, когда по сбросам была опущена площадь внутренних прогибов, и второго, плиоценового, во время которого опустилась Большая Венгерская впадина. Линия глубоких опусканий в плиоцене проходила в более внутренней зоне, в результате чего и остались стабильными выступы. В зоне горстов по простиранию приподнятые блоки, остававшиеся стабильными, в плиоцене чередовались с опущенными. Так, в украинской части Карпат

Береговский блок приподнят, а расположенный рядом с ним Виноградовский на востоке и Эссинский (или Чопский) на западе опущены. На месте опущенных блоков существовали проливы, соединяющие Чоп-Мукачевскую впадину с Большой Венгерской. На наш взгляд, Береговский блок оказался стабильным в плиоцене в результате его консолидации в миоцене, чему способствовали интенсивно проявленные в его пределах процессы магматизма и гидротермальной деятельности, не устанавливаемые в рядом находящихся опущенных Виноградовском и Эссинском блоках. Здесь можно провести некоторую аналогию с зоной центральных массивов, консолидированных в результате интенсивных проявлений магматических и постмагматических процессов в мелу.

Береговский горст начал формироваться еще в нижнем сармате. Он обрамляется конседиментационными разломами, вдоль которых мощность осадков в опущенных блоках увеличивается на десятки и первые сотни метров по сравнению с приподнятым блоком. Подобные конседиментационные разломы поперечного и продольного (по отношению к внутреннему прогибу) простирания и сам горст следует рассматривать как проявление напряжений в условиях всестороннего растяжения.

С началом интенсивных опусканий в Большой Венгерской впадине прекратился липаритовый вулканизм. Андезитовый вулканизм (плиоценовая андезитовая формация) с громадной силой проявился вдоль периферических плиоценовых впадин, наложившихся на внутренние прогибы, в Выгорлат-Харгитской полосе, Заболотонье, а также в западной части гор Апусеней. Вулканические толщи в основном сложены породами базальтового и андезитового состава и подчиненным количеством дацитов и липаритов.

Терригенные отложения плиоцена (3000—3500 м) сформировались в Большой Венгерской впадине. В периферических впадинах их максимальная мощность редко достигает 1000 м. Здесь широко развиты угленосные формации.

В четвертичное время произошло общее осушение района и проявился конечный вулканизм, представленный щелочными базальтами и близкими к ним породами.

В позднеорогенную стадию развития возникли мелкие эксгальационно-осадочные месторождения железа, а также ртутные, теллуру-висмутовые, мышьяковые и серные проявления, парагенетически связанные с плиоценовой андезитовой формацией.

Некоторые общие вопросы тектоно-магматического развития Карпат

Рассмотрим некоторые вопросы, касающиеся таких представлений, как тектоно-магматический цикл и стадии его развития. Согласно представлениям Ю. А. Билибина, ставшим классическими, тектоно-магматический цикл следует считать как охватывающий «... всю совокупность тектонических и магматических процессов, протекающих в подвижных зонах, начиная с момента зарождения геосинклинали до момента окончания консолидации, возникшего из ее складчатого пояса» (1961).

В развитии подвижных поясов обычно намечается три этапа: «... ранние этапы развития подвижного пояса — развитие геосинклиналей, средние этапы развития — превращение геосинклинали в складчатый пояс, поздние этапы развития — развитие складчатого пояса» (Билибин, 1961). Выявленные общие закономерности смены одних стадий (этапов) другими хорошо применимы для складчатых флишевых Карпат (некоторой особенностью для них являются лишь квазиплатформенная и лептогеосинклинали стадия развития), но такие представления не применимы для тектоно-магматических и, следовательно, металлогенических построений для всего карпатского региона, в особенности для срединного массива.

Мы считаем, что в срединный массив входит вся Внутривосточная область, включая площадь, которую относят к Паннонскому срединному массиву и Румынскому массиву (Косыгин, 1962). Предлагаем сохранить название Паннонский срединный массив, расширив его территорию на всю Внутривосточную область. С таких позиций вопрос о тектоно-магматическом развитии подвижной области, металлогенических эпохах и металлогеническом районировании для подвижной области в целом нельзя ограничить представлением о трехстадийном развитии, приемлемым для складчатой флишевой области. Анализируя движения в срединном массиве (на примере Карпат) как результат отраженной тектонической активизации (Щеглов, 1971), можно предположить о проявлении интенсивных движений в геосинклинали, которые в ней оказались замаскированными последующими процессами осадконакопления и складчатости. Первые процессы отраженной тектонической активизации в Паннонском срединном массиве отчетливо устанавливаются для нижнего мела (австрийская фаза). Краевая часть срединного массива оказалась весьма интенсивно дислоцированной, и здесь возникла зона с покровно-чешуйчатым строением. Эти движения привели к формированию крутых складок в черном флише синайских слоев

(неоком). Краевая часть срединного массива оказалась надвинутой на флиш (Марамурешский массив). Об этих тектонических процессах во флишевом бассейне можно судить лишь по полосе сочленения Марамурешского массива с флишевой зоной. В других местах флишевой зоны эти движения замаскированы, и поэтому обычно им не придается должного внимания. Еще менее четко фиксируется во флишевой зоне следующая, ларамийская, фаза складчатости, с которой связана одна из главных металлогенических эпох Карпат. Вместе с тем тектонические движения этой фазы в Карпатах были очень интенсивными. Кроме дислокаций с образованием надвигов и покровов в краевой части, срединный массив был расколот на блоки, часть которых прогибалась. На месте такого опущенного блока сформировался Дебреценский флишевый трог. Положение последнего указывает на возможное унаследование плана простирающихся структурных зон герцинских складчатых сооружений. Как показали В. Данк и другие (1967), основное простирающееся герцинских структур в фундаменте Большой Венгерской впадины северо-восточное. Это же простирающееся имеет и Дебреценский флишевый трог. Однако главное значение для пространственного положения альпийских структурных зон во Внутренних Карпатах имели очертания срединного массива, отражением чего является кольцевое строение тектонических зон.

Ларамийская фаза складчатости обычно рассматривается как главная альпийская фаза для Внутренних Карпат. Во флишевых Карпатах, в лучшем случае, ее влияние можно видеть в отмечающемся перерыве в осадконакоплении между мелом и палеогеном. В эту фазу была сформирована зона центральных массивов, которая с того времени стала относительно стабильной геоантиклинальной зоной. Дебреценский флиш был смят в складки. От срединного массива откололась трансильванская часть, где начал формироваться палеогеновый прогиб.

Таким образом, две фазы складчатости, не сопровождавшиеся инверсией для флишевого бассейна, в результате отраженной тектонической активизации привели к значительной тектонической переработке срединного массива и оказались затухающими в складчатых флишевых Карпатах. В срединном массиве эти фазы тектоногенеза сопровождались интрузиями гранитондов и мощными процессами рудогенеза.

Основная карпатская фаза складчатости (савская), проявившаяся на границе палеогена и неогена, привела к складчатости и инверсии во флишевом бассейне. Отраженная тектоническая активизация в срединном массиве выразилась в компенсационных опусканиях в тыльной по отношению к

центральный массивам зоне, менее консолидированной в предыдущие фазы тектоногенеза. Возникла почти непрерывная то сужающаяся, то расширяющаяся кольцевая зона внутренних прогибов. Стабильная часть срединного массива сузилась до общепринятых размеров Паннонского массива (площадь Большой Венгерской впадины и горстового кольца).

Орогенный период, по-видимому, продолжался вплоть до плиоцена, в котором, возможно, еще продолжались движения флиша по плоскостям надвигов на Предкарпатский передовой прогиб (Труды УкрНИГРИ, 1971). В результате отраженной тектонической активизации сформировались межгорная впадина (Большая Венгерская) и обрамляющее ее горстовое кольцо.

Таким образом, в течение единой орогенной стадии для складчатой флишевой зоны во Внутренних Карпатах были сформированы последовательно три структурно-формационные зоны [зона внутренних прогибов, горстовое кольцо, Большая Венгерская (межгорная) впадина], характеризующиеся каждая своим специфическим магматизмом и металлогенией.

В четвертичное время регион осушивался и вступал в доп्लीоценовый этап развития.

Мы считаем, что еще не разработан до конца вопрос о соотношении срединного массива и складчатой флишевой зоны. Следует ли его рассматривать как самостоятельную единицу первого порядка или как составную часть альпийской подвижной области Карпат? По-видимому, более приемлимым является представление о Паннонском срединном массиве как о структуре второго порядка, входящей в состав Карпатской подвижной области. В пользу этого в первую очередь свидетельствует интенсивная переработка срединного массива альпийскими тектоническими движениями. Такие процессы привели к образованию гетерогенного строения массива, на основании чего Э. Вадас (1964) рассматривает территорию Большой Венгерской впадины не как срединный массив в доплиоценовое время, а как кратоген, подчеркивая жесткость его строения. В связи с этим указанную структурную единицу предлагалось именовать Паннонским массивом (Лазаренко и др., 1968) с германотипным характером тектоники. А. Л. Яншин (1965) также предлагает исключить Паннонский массив из категории срединных массивов.

Действительно, Паннонский срединный массив подвергался весьма интенсивной переработке в результате отраженной тектонической активизации в альпийском цикле. В его пределах существовали флишевые прогибы протяженностью несколько сотен километров, соединяющиеся с внешнекарпатским флишевым бассейном. Правда, почти все возникшие впадины, в

том числе и флишевые трог, не характеризуются устойчивым прогибанием. Это как бы одноактные прогибы, существовавшие между двумя фазами тектоногенеза. Примером может служить нижнемеловой флишевый трог в южной части современной Трансильванской впадины, где режим флишевого трога закончился накоплением синайской серии в австрийскую фазу. Дебреценский флишевый трог существовал только в верхнем мелу. Таким образом, на наш взгляд, отдельные блоки срединного массива теряли свою стабильность в альпийском цикле лишь на некоторое время. Пожалуй, таких блоков, где наблюдались бы устойчивые прогибания, на протяжении мела и палеогена в отличие от Внешних Карпат в срединном массиве не было.

Вслед за А. Д. Щегловым (1971) и другими исследователями мы придерживаемся точки зрения, что Паннонский массив относится к участкам земной коры разряда срединных массивов определенного типа.

Принимая высказанные Х. Саву и др. (1970) представления о том, что Карпатская подвижная область сформировалась на протяжении нескольких циклов тектоно-магматического развития на океанической коре, начиная с нижнего протерозоя, мы не склонны рассматривать срединный массив как жесткий обломок древней платформы внутри активизированной зоны. Мы считаем, что современный структурный облик Карпатской подвижной области создавался в процессе направленной эволюции, которая заключается в основном в приемственности режимов геологического развития. Паннонский срединный массив в альпийской Карпатской подвижной области образовался в результате регенерации эвгеосинклинальных условий во Внутренних Карпатах на протяжении, по крайней мере, трех циклов: каледонского, герцинского и альпийского.

Внешние Карпаты образуют подвижную, как бы шовную зону, разделяющую жесткие массивы. Она сформировалась в результате унаследованности миогеосинклинальных условий развития на протяжении каледонского, герцинского и альпийского циклов. Вследствие такого развития в Карпатской подвижной области возник специфический разрез земной коры (рис. 1).

На гравитационных картах Карпатская горная дуга показана в виде регионального минимума силы тяжести. Согласно представлениям И. З. Гонтового (Труды УкрНИГРИ, 1971), в результате инверсии догеосинклинальная мощность земной коры не полностью восстанавливается, а последовательное перекрытие одних и тех же участков несколькими циклами складчатости приводит к большему утолщению коры и,

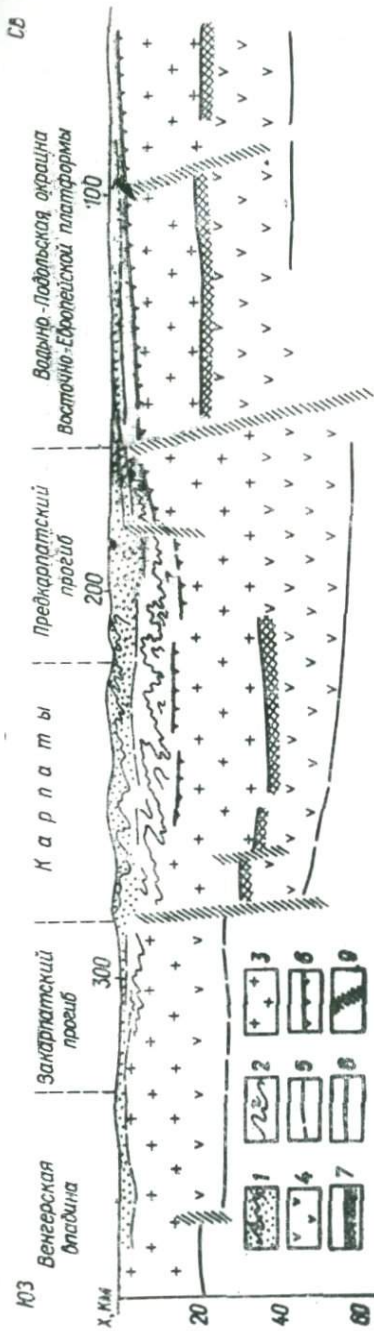


Рис. 1. Схематический разрез земной коры через Карпаты (по В. Б. Соллогу и др.): 1 — флишевые и молассовые отложения; 2 — домеловые осадочные образования; 3 — «граничный» слой; 4 — «базальный» слой; 5 — поверхность домеловых образований; 6 — поверхность Конрада; 7 — поверхность Мохоровичича; 8 — поверхность Конрада; 9 — разломы.

соответственно, к уменьшению значений силы тяжести. Отмечая, что в пределах Восточных Карпат проявились три последовательных цикла: каледонский, герцинский и альпийский, автор рассматривает дефицит масс структур не только за счет осадков альпийского возраста, но и более древних остаточных образований. Если это справедливо, то можно предполагать, что все три указанных тектонических цикла на территории складчатых Карпат имели приемственный характер развития в миогеосинклинальных условиях, а в целом Карпатская флишевая подвижная область должна рассматриваться как геосинклинальная область унаследованного развития, как шовная зона между консолидированными платформенными или полуплатформенными участками. Обо всем этом свидетельствуют следующие данные. При рассмотрении геологосейсмического профиля через Карпаты (Соллогуб и др., 1967; Чекунов, 1970) видно, как наряду с резким погружением поверхности Мохоровичича к северу от южной утесовой зоны (глубинного разлома, развивавшегося, по-видимому, на протяжении всех трех циклов) резко увеличивается мощность слабо метаморфизованного (предположительно допалеозойского) и осадочного (палеозойского и

мезо-кайнозойского) комплексов до 20 км. Во внутренней части Карпат доальпийский кристаллический фундамент, по данным бурения, залегает в основном не глубже 3000—3500 м под осадочным чехлом. Поверхность гранитного слоя, по данным глубинного сейсмозондирования, находится здесь на глубине около 5 км. На наш взгляд, объяснить такое различие в разрезе осадочной оболочки земной коры на площади Внутренних и Внешних Карпат можно прежде всего унаследованностью режимов — эвгеосинклинального в первом случае и миогеосинклинального — во втором. Во внешней зоне глубокому метаморфизму подверглись только докембрийские отложения, тогда как палеозойские оказались слабо метаморфизованными. Во Внутренних Карпатах в выступах кристаллического фундамента наряду с эпизональными сланцами обнажаются кристаллические породы мезо- и катазоны. Это указывает на то, что в основной массе доальпийские осадочные породы могли быть переработанными до образования пород со свойствами гранита. Метаморфическая толща содержит крупные тела гранитов и гнейсов, часть которых, по мнению Э. Садечки-Кардоша (Вадас, 1964), могла образовываться в результате гранитизации. Об этом, в частности, свидетельствует широкое развитие мигматитов. Вопрос о влиянии гранитоидных интрузий на степень метаморфизма (на примере Малых Карпат) изучал Б. Цамбел (1967). Кристаллические породы палеозоя значительно перерабатывались и в альпийское время в связи с внедрением верхнемеловых гранитоидных интрузий (банатитов). Как мы отмечали, эти интрузии на поверхности обнажаются на ограниченных площадях, однако весьма широко проявился термальный метаморфизм того времени, что может быть отражением интенсивного процесса магмообразования на глубине.

Таким образом, Карпатская подвижная область представляется нам как участок земной коры, в пределах которого, начиная с протерозоя, во всех последующих циклах тектономагматического развития во внутренней части наряду с осадконакоплением происходили интенсивные магматические процессы, сопровождавшиеся гидротермальной деятельностью, метаморфизмом и гранитизацией. Во внешней зоне магматическая деятельность и метаморфические процессы были ослабленными и происходило накопление мощных толщ в основном терригенных осадков. В результате различий процессов консолидации внутренняя часть подвижной области обособилась и в альпийском цикле выступала как срединный массив с характерными проявлениями отраженной тектонической активизации. Вследствие отраженной тектонической активизации в альпийском цикле срединный массив был разбит на несколько

тектонических зон, имеющих кольцевое строение. Причем каждая новая зона в связи с консолидацией предыдущей занимала по отношению к ней внутреннее положение. Кольцевое строение имеют вулканические пояса и металлогенические зоны Карпат (Лазаренко, 1966). Представление о тектоническом развитии Паннонского срединного массива, по-видимому, можно распространить и на другие структуры земной коры подобного типа.

На наш взгляд, для наиболее обоснованных металлогенических построений закономерностей тектоно-магматического развития срединного массива в результате отраженной тектонической активизации с вовлечением в прогибание с каждым новым этапом все более внутренних зон с проявлениями в них специфических процессов магматизма и рудообразования необходимы специальные исследования.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Металлогеническое районирование во многом подчинено размещению в пространстве тектонических зон. Поскольку тектоническая карта Карпат по линии Карпато-Балканской геологической ассоциации разрабатывается и еще нет утвержденной схемы тектонического районирования, мы принимаем вариант тектонического районирования Карпат, отвечающий нашим представлениям (рис. 2).

Карпатская геосинклинальная область состоит из двух крупных структурных единиц: Внутренних Карпат — эвгеосинклинали и Внешних Карпат — миогеосинклинали. Простирание основных структурных единиц миогеосинклинали подчинено эвгеосинклинали — срединному массиву. В связи с этим Внешние Карпаты имеют дугообразную форму.

Структуры Внутренних Карпат делятся на дугообразные тектонические зоны. Если рассматривать этот внутренний участок земной коры по отношению к обрамляющим его складчатым зонам не только Карпат, но и Динарид, то отдельные слагаемые его тектонические единицы приобретают кольцеобразную форму. Особенности такого строения карпатской геосинклинальной области являются отражением структуры пра-Карпат. Внутренние пра-Карпаты были эвгеосинклинальной зоной в каледоно-герцинском цикле, и этот участок земной коры был более консолидирован, чем Внешние миогеосинклинальные зоны. В альпийском цикле он выступал уже как срединный массив, который обрамлялся геосинклинальными (миогеосинклинальными) прогибами.

Рис. 2. Схема тектонического районирования Карпат:

A — внешняя зона, или геосинклинальная рама; B₁ — Предкарпатский передовой прогиб; B₂ — флишевая зона; B₃ — южная утесовая зона; C' — внутрикарпатские центральные массивы (индексы вверху); C¹ — зона внутренних прогибов (индексы внизу): 1 — Подунайская впадина, 2 — Южно-Словацкая впадина, 3 — Восточно-Словацкая впадина, 4 — Закарпатский прогиб, 5 — Трансильванская впадина, 6 — Мурешская впадина; C² — зона горстов (индексы внизу): 1 — Задунайский, 2 — Северо-Венгерский, 3 — Земплинский, 4 — Береговский, 5 — Феджет, 6 — Апусени, 7 — Фрушка Гура, 8 — Мечек; C⁴ — Большая Венгерская впадина.



В подвижной области Карпат выделяются следующие тектонические структурно-формационные зоны (от внешних к центральному):

Внешние Карпаты: 1 — внешняя зона (геосинклинальная рама). Карпаты с внешней стороны граничат с различными структурными областями: на западе — с Чешским массивом, на севере — с Верхнесилезским бассейном и Свентокшиской складчатой областью, на северо-востоке — с Восточно-Европейской платформой, на юго-востоке — с Добруджей, на юге — с Мизийской плитой; 2 — Предкарпатский передовой прогиб, выполненный неогеновыми молассами мощностью несколько километров. Он повсеместно обрамляет складчатую зону флишевых Карпат и лишь в северной части перекрыт надвигом флишевой зоны. Во внешней зоне прогиб сформировался на фундаменте структур геосинклинальной рамы, а во внутренней — на флишевом основании; 3 — флишевая зона, сложенная многотысячметровыми складчатыми образованиями мел-палеогеновых пород флишевой формации, имеющих покровно-чешуйчатое строение. Слагается она из нескольких структурно-формационных зон, отделенных друг от друга плоскостями надвигов; 4 — южная утесовая зона — глубинный разлом, разделяющий Внешние и Внутренние Карпаты в пределах Западных и отчасти Восточных Карпат (Штах, 1869); Андрус, 1967; Лазько, Резвой, 1962).

Внутренние Карпаты (срединный массив): 5 — Внутривосточные центральные массивы, состоящие из трех крупных единиц: Западно-Карпатских центральных массивов, Марамурешского массива* и Южных Карпат, сложенных каледонгерцинскими и более древними складчатыми образованиями, значительно переработанными в альпийском цикле развития; 6 — зона неогеновых внутренних прогибов, куда входят прогибы: Малая Венгерская впадина, Южно- и Восточно-Словацкая впадины, Закарпатский прогиб и Трансильванская впадина. Прогибы выполнены мощными толщами моласс с большим количеством вулканогенного материала. Фундаментом их являются центральные массивы; 7 — зона горстов,

* О. С. Вялов (1954), В. В. Глушко (1968) Марамурешский массив относят к флишевой зоне Внешних Карпат как занимающий северо-восточное (внешнее) положение относительно южной утесовой зоны. Но в неогеновом структурном плане Марамурешский массив, как и Западно-Карпатские центральные массивы, располагался между флишевой зоной и неогеновыми внутренними прогибами. Кроме того, с центральными массивами его сближает интенсивная переработка в мелу, выразившаяся в развитии покровно-чешуйчатых структур и ширококом проявлении мелового метаморфизма, что не характерно для флишевой зоны Устойчивых зон прогибания на протяжении мела и палеогена в отличие от флишевых Карпат здесь также не устанавливается.

представленная осколками Паннонского массива, сохранившими свое стабильное положение по периферии межгорной впадины (Большой Венгерской), сформированная в плиоцене (горы Мечек, Северо-Венгерские островные горы, Земплинский выступ, Береговский горст, Феджет, Апусени). Домезозойские складчатые образования в большинстве горстов значительно переработаны в альпийское время (главным образом в мелу) и имеют много общих черт с зоной центральных массивов; 8 — Большая Венгерская (межгорная) впадина. Во впадине развиты молассы плиоцена мощностью 3500 м. Большая Венгерская впадина сформировалась на фундаменте Паннонского массива. Она обрамляется периферическими плиоценовыми впадинами, образовавшимися в основном на фундаменте миоценовых внутренних прогибов.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К МАКЕТУ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ КАРТЫ КАРПАТ МАСШТАБА 1:1 000 000

I. Структурно-формационные зоны

В соответствии с представлениями о тектоно-магматическом развитии региона и о его тектоническом районировании на макете карты выделяется восемь тектонических зон. Эти зоны обозначаются различно направленной цветной штриховкой.

II. Структурные этажи

На карте выделяется четыре структурных этажа. Доальпийский фундамент показан одним структурным этажом. Для более дробного расчленения необходимо создать единую корреляционную схему доальпийских метаморфизованных пород для Карпат в целом.

Альпийские образования разделены на три этажа: нижний квазиplatformный, средний геосинклинальный и верхний орогенный. Последний разделен на подэтажи: миоценовый и плиоценовый, что имеет важное металлогеническое значение, так как миоценовые толщи являются продуктивными в отношении золоторудных и полиметаллических месторождений. По отношению к ним плиоценовые породы являются более поздними, и мощность их при металлогенических построениях и в особенности при прогнозировании необходимо учитывать.

III. Формации горных пород

Выделяется три группы формаций: метаморфических, осадочных и магматических пород. Все метаморфические паропороды объединены под одним условным знаком (окраска). Более дробное расчленение с одинаковой степенью детальности для всего региона пока проведено быть не может из-за недостатка материала.

Формации осадочных пород объединены в четыре группы: кремнисто-карбонатную, флишевую, терригенную, молассовую (нижнюю и верхнюю).

Особое место занимают магматические формации, с большей частью которых связаны рудные месторождения. В определении магматической формации мы придерживаемся рекомендаций формационной комиссии Петрографического комитета СССР (Устиев, 1970). «Магматическая формация — это закономерное повторяющееся сообщество преимущественно монофациальных магматических пород и связанных с ними метаморфических и гидротермальных образований, возникших в общих структурно-геологических условиях при одинаковом тектоническом режиме в связи с единым этапом тектоно-магматической эволюции. Отношения между всеми членами одной магматической формации определяются единством либо магматического источника, либо только структурообразующего и пороодообразующего процессов».

Докембрийские магматические формации

Ортоамфиболиты широко распространены среди выходов наиболее древних метаморфических пород мезо-, катазоны и в очковых гнейсах. По-видимому, метаморфизму подверглись не только излившиеся породы, но и их туфы и туффиты. Состав вулканических пород не был однородным и варьировал от основных до средних и даже кислых. В метаморфизованной толще белопотокской свиты в Раховском районе намечается определенная последовательность в смене амфиболитов, почти не содержащих полевых шпатов в нижней части разреза с постепенным увеличением роли полевых шпатов кверху и уменьшением количества роговой обманки. В соответствии с составом пород изменяется и окраска — от темно-зеленой почти черной до светло-серой. Текстуры пород, как правило, сланцеватые, лишь только крупнокристаллические амфиболиты характеризуются массивной текстурой. Структуры нематогранобластовые, лепидонематогранобластовые, встречаются элементы пойкилобластовой структуры, реже — порфиробласты.

Ортогнейсы и *гранито-гнейсы*, как и амфиболиты, образуют согласные залежи среди древних парапород. Кроме гранито-гнейсов, в Раховском районе в белопотокской свите обнаружено несколько мелких штоков катаклазированных гранитов среди парагнейсов с расплывчатыми контактами и ореолом мигматитов. Возможно, они имеют метасоматическое происхождение. Состоят из ортоклаза, кварца, слюд, граната. Обычно гранито-гнейсы характеризуются сланцеватой текстурой. Структура бластопорфировая с гранобластовой или лепидобластовой основной тканью, катакластическая. Породы состоят из кварца, калишпата, образующего порфиробласты, и входящих в состав основной ткани альбита, слюды, апатита, циркона, рудного минерала.

Палеозойские магматические формации

Порфиroidы согласно залегают в толще кристаллических сланцев эпизоны и известны практически во всех выступах доальпийского фундамента во Внутрикрупатской области. Представляют собой глубоко метаморфизованную спилито-кератофировую геосинклинальную магматическую формацию, в составе которой преобладали кератофиры. Возраст формации большинство геологов считает кембрий-силурийским.

Породы характеризуются светло-серой с зеленоватым оттенком окраской, мелкозернистым сложением, на фоне которого выделяются порфиробласты кварца и полевых шпатов размером от 2—3 до 10 мм в поперечнике. Отличительной чертой пород являются включения кварца с голубоватым оттенком. В порфиroidах крупные включения сохраняют форму порфирировых вкрапленников исходных кислых вулканических пород: кварц — круглую, плагноклаз — прямоугольную. Признаком для выделения туфоидов является неправильная форма включений первичных обломков порфирировых вкрапленников, а для туфитоидов — разнородный состав основной ткани. Породы имеют линейно-параллельную текстуру. Структура бластопорфировая с лепидогранобластовой основной тканью. Состоят из кварца, альбита, калишпата, хлорита, серицита, биотита, эпидота, цонзита, карбоната, сфена, апатита, циркона.

Амфиболиты. В верхней части среднепалеозойской эпизональной метаморфической толщи, относящейся предположительно к девону, встречаются согласные залежи амфиболитов, амфиболовых, актинолитовых сланцев, порфиридов и других пород, имеющих признаки первично вулканических образований. Метаэффузивы переслаиваются с типичными парапоро-

дами первично геосинклинального типа. На этом основании толщу метаэффузивов можно отнести к метаморфизованной спилито-кератофировой геосинклинальной магматической формации, в составе которой преобладали спилиты.

Породы состоят из роговой обманки или актинолита, эпидота или клиноцоизита, альбита, хлорита, кварца, цоизита, сфена, апатита, рудного минерала. В них содержится также карбонат, что не характерно для амфиболитов белопотокской свиты. В большинстве случаев альбит остается чистым и содержит лишь пойкилобласты эпидота, реже — хлорита, т. е. процессов мигматизации не отмечается. Кристаллы цоизита удлиненные, что характерно для данной формации.

Среди выходов амфиболитов и порфиридов встречаются небольшие тела крупнокристаллических пород, также интенсивно рассланцованных, которые, возможно, представляли собой мелкие штоки гранит-порфиоров, связанных с завершающей фазой вулканизма.

Все амфиболиты этой группы постоянно имеют следы интенсивного динамометаморфизма. Это выражается в появлении в текстурном рисунке плейчатости, завихрений, агрегатов удлиненных кристаллов с волнистым погасанием. Очень часто амфиболиты подвержены хлоритизации.

Гранито-гнейсы прорывают всю среднепалеозойскую толщу, но подвержены интенсивному метаморфизму, как и вмещающие кристаллические сланцы. На этом основании их можно рассматривать как породы метаморфизованной формации складчатых (синкинематических) гранитов. Они являются наиболее широко распространенными герцинскими интрузивными породами. Для этих пород характерна планпараллельная ориентировка тонких сегрегационных полос и линз мелкочешуйчатого биотита, а также серая или зеленовато-серая окраска. Текстура породы линейно параллельная. Структура порфиробластовая с лепидогранобластовой основной тканью. В состав породы входят кварц и калишпат, образующие порфиробласты и входящие в состав основной ткани, альбит, биотит, хлорит, мусковит, цоизит, сфен, апатит, циркон. Встречаются породы, где биотит почти не замещается хлоритом и мусковитом, в других случаях замещение прошло до конца.

В породах отмечены вытянутые столбчатые зерна цоизита или тонкозернистые землистые непрозрачные либо полупрозрачные массы цоизита. Биотит бурый, при замещении хлоритом образует сагениновые выделения. Альбит содержит небольшое количество пойкилитовых сростков серицита. Калишпат свежий.

Габбро-плагιοгранитовая формация. Период основной герцинской складчатости (нижний карбон) был, по-видимому,

значительно растянут, и внедрившиеся в начале фазы тектоногенеза граниты оказались разгнейсованными. Вместе с тем имеются интрузивные породы гранитного и основного состава, которые подверглись метаморфизму, но оказались неразгнейсованными. Этот комплекс интрузивных пород мы предлагаем объединить в габбро-плагногранитную позднескладчатую формацию.

К настоящему времени на территории Украинских Карпат известно два штока плагногранита в Чивчинских горах и две дайки метагаббро в Раховском районе.

Дайки метагаббро представляют собой серо-зеленые среднезернистые породы с массивной текстурой. Отчетливо наблюдаются интрузивные контакты с парагнейсами. Мощность даек составляет немногим более 30 м, простирание северо-восточное, падение крутое.

Плагнограниты образуют небольшие штокообразные тела. Контакты с вмещающими породами резко рвушие. Однако в краевых частях штоков намечается некоторое расщепление с приобретением нечетко выраженной планпараллельной ориентировки. Структура лепидогранобластовая. Порода состоит из кварца, плагноклаза, биотита, мусковита, граната, цоизита, хлорита, циркона, апатита.

Возможно, близкими по возрасту и происхождению к породам плагногранитовой формации являются интрузии ультраосновных пород типа Юц.

Позднегерцинская *порфиритовая* формация орогенной стадии тектоно-магматического цикла (финальный вулканизм) представлена прослоями весьма интенсивно карбонатизированных и хлоритизированных туфов и лав порфиритов, залегающих среди пермских красноцветных и пестроцветных флигритизированных аргиллитов и песчаников, весьма переработанных вторичными процессами.

Альпийские магматические формации

Офиолитовая (габбро-диабазовая) формация. Интенсивно проявившийся в триасе и в титон-валанжинское время вулканизм и последовавшая за ним интрузивная деятельность сформировали эту квазиplatformенно-лептогеосинклинальную формацию, в составе которой устанавливаются только основные и ультраосновные породы.

Вулканическая деятельность была сконцентрирована в отдельных разобщенных между собой районах. В основании вулканической толщи отмечается горизонт вулканогенно-осадочных пород, образовавшихся в результате подводных вул-

канических взрывов, приведших к одновременному оседанию на дно бассейна взмученного известкового осадка и вулканического материала. Эти специфические смешанные породы в Украинских Карпатах названы строматитами. Вверх по разрезу появляются потоки шаровых лав, где пространство между отдельными шарами заполнено смешанным туфогенно-карбонатным материалом. Для вулканической толщи (в основном для ее нижней части) характерны шаровые, подушечные и матрацевидные лавы, агломераты, типичные для подводных извержений, переслаивание с осадочными породами, выполнение промежутков между шарами лавы известняком, альбитизация и зеленокаменное изменение. Переслаивание лав с туфами и осадочными породами происходило неоднократно. Для всего вулканического комплекса характерно увеличение степени раскристаллизации потоков лавы от нижних к верхним. Если в нижней части разреза наблюдаются бурые афанитовые, иногда мелкоминдалинные спилиты, совершенно лишенные порфириновых вкрапленников, то в верхней части разреза появляются порфириновые разности, а в самом верху залегают относительно крупнозернистые габбро-диабазового облика породы. Образования всей формации подверглись зеленокаменному изменению.

По сравнению с эффузивными породами интрузивных очень мало. Отмечаются дайки габбро-порфиритов и пироксенитов и более крупные интрузии габбро и перидотитов.

Спилито-кератофировая формация относится к мел-палеогеновому времени и разделяется на три субформации: нижне-, верхнемеловую и палеогеновую.

Нижнемеловая субформация обнажается среди пород синайской серии.

Наиболее полный разрез представлен в ручье Тростянец, где общая мощность вулканических пород достигает 500 м. В нижней части разреза залегают спилиты с характерными потоками шаровых лав, переслаивающихся с туфами, а в самой нижней — лавы и туфы переслаиваются с терригенными породами буркутской свиты. В средней части разреза находятся зеленые породы диабазового облика, сменяющиеся трахитовыми порфиритами, кератофирами и их туфами. В целом породы бедны темноцветными и имеют щелочной характер. Отмечаются разновидности, пересыщенные щелочами. По-видимому, с этой формацией можно параллелизовать выходы тешенитов, широко распространенных на северном склоне западных флишевых Карпат.

Верхнемеловая спилито-диабазовая субформация южной утесовой зоны представлена мелкими выходами миндалекаменных диабазов и их туфов в Драгово-Новоселицком участ-

ке зоны. Вулканические породы переслаиваются с пуховским мергелем сенона. На контактах наблюдаются окремнение и хлоритизация пуховского мергеля. Состав диабазов необычен. Они почти не содержат натрия и иногда достаточно резко обогащены калием. Это явление мы связываем с калневым метасоматозом. Подобные породы, возможно, развиты и за пределами Украинских Карпат. Мощные толщи диабазов и спилитов этого времени вскрыты бурением в Дебреценском флишевом трогe под молассами Большой Венгерской впадины.

Эоценовая спилито-кератофировая субформация межуетесовой (Мармарошской) зоны образует небольшие выходы, представленные в основном туфами основного и среднего состава (Горинчево, Монастырский, Широкий Луг). Подобные породы были отмечены в бассейне Теребли выше северной утесовой зоны (ручей Посич). Излившиеся породы с составом от спилитов до кератофиров и, вероятно, кварцевых кератофиров устанавливаются в Копашиновой Поляне. Характерна миндалевая текстура. Эоценовый возраст толщи, заключающей формацию, определен Я. О. Кульчицким (Вульчин, Кульчицкий, 1959).

Выходы *верхнемеловой гранитоидной (банатитовой) формации* широко известны в Банате и Апусенях, где она представлена гранитоидными интрузиями, а также андезитами и липаритами.

В Спишско-Гемерском рудогорье обнаружены верхнемеловые гранитоиды, которые, по нашему мнению, можно отнести к банатитовой формации. Крупных интрузий банатитовой формации на Марамурешском массиве не отмечается, однако мелкие ее проявления развиты весьма широко. По некоторым данным можно предположить, что основная часть гранитоидных интрузий располагалась юго-западнее Марамурешского массива. Так, на территории Украинских Карпат основная часть зоны центральных массивов перекрыта неогеновыми отложениями, и проявления банатитовой формации фиксируются по многочисленным валунам и полуокатанным глыбам меловых (по радиологическим данным, 88—133±7 млн. лет; Бойко и др., 1970) гранитоидов в палеогеновых конгломератах южной утесовой зоны и западной части Марамурешского массива. К проявлению начальной фазы банатитового магматизма С. С. Быстревская (1970) относит молодые гранитоиды Чивчинских гор. В Раховском районе и в Чивчинских горах встречаются лампрофиры, не затронутые процессами метаморфизма, которые также, возможно, связаны с банатитовым магматизмом. Ксенолиты подобных лампрофиров обнаружены в верхнеогеновых вулканических породах Выгорлат-Гутинской

гряды. В районе Дубриничей вскрыты пластовые и штокообразные интрузии микрогранитов и микрогранодиоритов, прорывающих мел-палеогеновый флиш. Обломки аналогичных пород содержатся в палеогеновых песчаниках и конгломератах как в этом районе, так и за его пределами. Поэтому можно предполагать верхнемеловой возраст интрузий и связь их с банатитовым магматизмом, а следовательно, и проявление банатитовой формации на территории Украинских Карпат.

Палеоген-миоценовая (субсеквентная) липаритовая формация Паннонского срединного массива. Липаритовый вулканизм, начавшийся в палеогене и достигший грандиозных масштабов в миоцене, захватывал широкие площади в Паннонском массиве (Панто, 1965). Исследования последних лет свидетельствуют о наличии игнимбритов в Бая-Марской впадине. Согласно данным Я. О. Кульчицкого (1968), в палеогене внутри флишевого бассейна находилась кордильера, где располагались липаритовые вулканы, отражением деятельности которых является довольно обильный туфогенный материал в палеогеновом флише северного склона складчатых флишевых Карпат.

Основная масса извержений представлена туфами, слагающими три основных горизонта: гельветский, тортонский и сарматский. Меньше распространены игнимбриты и еще меньше — липариты. Для формации характерно постоянство липаритового состава пород, некоторый щелочной уклон и необычно высокая пересыщенность глиноземом (характеристика a^1 , по А. Н. Заварицкому, изменяется от 60 до 85).

Миоценовая (раннеорогенная) андезитовая формация внутренних прогибов широко представлена в зоне внутренних прогибов и их бортовых частях. Наиболее крупными районами ее развития являются Кремницко-Штиавницкий, Северо-Венгерские островные горы, горы Бюкк, Матра, Токайские, район Бая-Маре, Апусеней. В Восточно- и Западно-Словацком и Закарпатском внутренних прогибах установлена мощная гряда миоценовых вулканических пород, погребенная под осадками плиоцена и выделяемая как цепь погребенных вулканов (Мерлич, Славик и др., 1968).

В составе пород формации преобладают андезиты, подчиненное значение имеют базальты, дациты и липариты. Как показывают результаты исследования последних лет, наряду с вулканическими породами в формации большую роль играют гипабиссальные и субвулканические интрузии аналогичного эффузивным породам состава. Как эффузивные, так и интрузивные породы подвержены эпимагматическому изменению.

Большой интерес представляют смешанные породы андезитовой и липаритовой формаций, которые наблюдаются вдоль северной окраины Паннонского массива. В результате одновременных извержений вулканов, связанных с очагами различного состава магм, наблюдающиеся в Береговском районе смешанные туфы, игнимбриты и лавы содержат липаритовый и андезитовый материал в любых пропорциях. Смешанные игнимбриты и смешанные лавы имеют нередко все признаки смешения лав андезита и липарита в жидком состоянии, чаще всего это куполы липарита, внедрившиеся в потоки еще неостывшей андезитовой лавы.

Верхнеплиоценовая (позднеорогенная) андезитовая формация сопряжена с формированием Большой Венгерской впадины и обрамляющих ее плиоценовых периферических впадин. Наиболее мощные вулканические толщи развиты в протяженной Выгорлат-Гутин-Калиман-Харгитской гряде. Менее крупные вулканические районы расположены в западной части гор Апусеней и Заболотонье.

Основной составной частью формации являются вулканические породы андезитового состава. Подчиненную роль играют базальты, дациты, липариты. В отличие от миоценовой андезитовой формации здесь не отмечены интенсивные эпимагматические изменения. Андезиты сохраняют в основном свой базальтоидный облик.

Верхнеплиоцен-четвертичная (конечная) формация щелочных базальтоидов широко развита в Северной Венгрии и Словакии в виде небольших выходов, связанных с отдельными вулканами, а в некоторых местах наблюдаются изолированные вулканы, размещенные без видимой закономерности.

IV. Тектонические элементы

Одним из главных элементов для построения карты данного масштаба являются глубинные разломы. Под последними мы понимаем «разломы, характеризующиеся длительностью и унаследованностью развития, большим пространственным протяжением, большой глубиной заложения и определенной связью с формациями горных пород» (Справочник по тектонической терминологии, 1970). Основные глубинные разломы Карпат, по-видимому, следует классифицировать как внутригеосинклинальные граничные и межглыбовые (Там же).

К первой категории можно отнести Закарпатский глубинный разлом (Лазыко, Резвой, 1962), а также разлом, разделяющий Внутреннюю и Внешнюю зоны Предкарпатского передового прогиба, и, возможно, Южно-Карпатский; ко второй — разломы, образующие блоковое строение Внутренних Карпат. Часть из них совпадает с линиями глубоких опусканий

во внутренних прогибах и Большой Венгерской впадины. Нет сомнений, что эти межблоковые глубинные разломы были основными зонами, где формировались неогеновые вулканические аппараты. Как видно из геосейсмического профиля, линии глубоких погружений в бортовых частях прогибов и Большой Венгерской впадины заметно не отражены на поверхности Мохоровичича. Поэтому можно предполагать, что эти разломы являются внутрикоровыми, достигавшими базальтового слоя, однако они не проникали в верхнюю мантию. Согласно другим представлениям (Ciocărdel R. et al., 1967), эти глубинные разломы проникали в верхнюю мантию земли. Они ориентированы в основном по радиальным и концентрическим направлениям по отношению к срединному массиву, ограничивая крупные блоки. Большое количество межглыбовых глубинных разломов не относится к категории долгоживущих. Основные движения по ним происходили в период формирования определенной структурно-формационной зоны. Так, формирование горстовой зоны происходило в два этапа. На первом из них в миоцене возникли бортовые разломы внутренних прогибов на границе со стабильной частью срединного массива, на втором — в плиоцене в связи с формированием Большой Венгерской впадины возникли как концентрические, так и радиальные разломы. Наряду с опусканиями центральной части массива по концентрическим бортовым разломам, по радиальным разломам разграничивались стабильные приподнятые участки от участков, вовлеченных в прогибания, где глубины залегания донеогенового фундамента оказались на одном уровне с внутренними прогибами. Такие депрессии наблюдаются, например, между Земплинским выступом и Береговским горстом (Эсинская депрессия), а также между последним и Бая-Марским поднятием донеогенового фундамента (Виноградовская депрессия). Имеющиеся в данное время геологические и геофизические данные свидетельствуют, что в этих депрессиях донеогеновый фундамент находится на одном гипсометрическом уровне с Закарпатским внутренним прогибом и ближайшими участками Большой Венгерской впадины. На наш взгляд, вряд ли можно относить всю зону горстов к категории глубинного разлома, как это считают некоторые авторы. В частности, речь идет о выделении Припаннонского глубинного разлома в северо-восточной части горстовой зоны. Здесь зона горстов сужена, но она имеет принципиально то же строение и историю развития, что и Северо-Венгерские горы или Апусени, которые, очевидно, нельзя рассматривать как зоны единых глубинных разломов.

Кроме глубинных разломов выделяются наиболее крупные сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги.

Для неогеновых рудных месторождений перспективными являются участки с высоко приподнятым фундаментом. В связи с этим в изолиниях показана мощность неогеновых отложений.

V. Генетические типы месторождений

В условных обозначениях принята классификация рудных месторождений, разработанная В. И. Смирновым (1969). В эту классификацию мы ввели дополнительный тип — газогидротермальный поствулканический. Его представляют обширные поля метасоматических пород типа вторичных кварцитов. Как показали исследования метасоматических пород, образующихся в настоящее время, в андезитах в районах активного вулканизма Камчатки и Курильских островов они возникают под воздействием летучих, выделяемых магмой, выведенной в близповерхностные условия, и в процессе быстрого остывания (Набоко, 1963). В результате исследования неогеновых вторичных кварцитов Украинских Карпат обнаружено большое сходство их с современными камчатскими и курильскими, что также подтверждает образование этих пород в процессе активного вулканизма или близкого с ним по времени (Лазаренко, 1960; Лазаренко и др., 1963). На основании этих данных мы выделили указанный генетический тип.

VI. Металлогенические эпохи

VII. Стадии тектоно-магматического цикла

Цикл тектоно-магматического развития предлагается показывать цветом ободка, а стадию — черточками слева от знака месторождения. Цифры указывают абсолютный возраст и метод определения. Геологический возраст месторождения дополнительно уточняется значком связи месторождения с магматической формацией (XIV группа условных обозначений). Таким образом, при наличии объективных данных о месторождении возраст его определяется достаточно конкретно.

VIII. Связь оруденения с тектоническими элементами

Эта группа представлена тремя знаками, отражающими главные рудоконтролирующие тектонические структуры.

IX. Температура**X. Глубинность**

Выделяются месторождения трех категорий: низкотемпературные, где температура минералообразования не превышала 200°C, среднетемпературные — до 300°C и высокотемпературные — свыше 300°C. Эти данные могут носить элемент условности на месторождениях с несколькими стадиями минерализации.

Глубинность образования месторождений приводится по классификации В. Н. Котляра (1968): близповерхностные (вулканические до 200 м), средних глубин (субвулканические до 1000 м), глубинные (свыше 1000 м).

XI. Морфология

Предлагается восемь знаков, указывающих все основные морфологические типы руд: простые жилы; минерализованные зоны дробления; залежи; штоки; вкрапленные и прожилковые руды, импрегнации; системы сближенных жил, сложные жилы и штокверки; рудные тела неправильной формы и пласты.

**XII. Полезные ископаемые
и номер месторождения**

Под месторождением понимают минеральные скопления, которые могут быть выгодными для промышленной разработки в данное время. Поскольку в каждой стране имеются свои условия относительно промышленных месторождений, то это понятие в нашем случае также является условным.

Для выявления перспектив рудоносных площадей наряду с генетическими признаками значительную роль может играть формационный анализ месторождений. Например, имея данные о закономерном сочетании рудных формаций, образующих их группы, при анализе определенной рудоносной территории можно прогнозировать недостающие (еще не выявленные) рудные формации из проявленной здесь группы рудных формаций. Так как признак рудной формации или группы рудных формаций в условном знаке на металлогенической карте значительно усложнит ее, то принадлежность месторождения к рудной формации указывается в специальной таблице, где даются и другие дополнительные сведения. Таким образом, условный знак месторождения усложнится только номером, соответствующим порядковому номеру табл. I.

Характеристика месторождений, нанесенных

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формация	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип	
АЛЬПИЙСКАЯ	Поздний (позднеорогенная)	Железорудная	149	Среднее	Внутрен- ний про- гиб	Плиоцен	Газово-гид- ротермаль- ный	
		То же	150	Билки	То же	То же	То же	
		" "	214	Мэдэраш	" "	" "	" "	
		" "	215	Влэхича	" "	" "	" "	
		" "	216	Луэта	" "	" "	" "	
		" "	218	Выргиш	" "	" "	" "	
		Полиметалличе- ская	145	Подулки	" "	" "	" "	" "
		Теллури- висму- товая	145	Подулки	" "	" "	" "	" "
		То же	148	Смерков Камень	" "	" "	" "	" "
		Ртутная	146	Подулки	" "	" "	" "	" "
		То же	147	Сняк	" "	" "	" "	" "
		" "	213	Мэдэраш	" "	" "	" "	" "
		" "	217	Сынтимбру	" "	" "	" "	" "
		Каолиновая	326	Харгита-Бэи	" "	" "	" "	" "
		Самородная сера	210	Гура Хаи- тии	" "	" "	" "	" "
		Минеральные краски	151	Ильница	" "	" "	" "	Вулканоген- но-осадоч- ный
		Бентонитовая	152	Горбки	" "	" "	Неоген	То же

Таблица 1

на макет металлогенической карты

Главные рудообра- зующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вмещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формациями
Нонтронит, гидро- гетит	Халцедон, опал	Близко- верхност- ная	Низкая	Залежи, линзы	Андези- товые туфы	Близкая па- рагенетиче- ская с анде- зитовой
То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же
Нонтронит, гидро- гетит, сидерит	" "	" "	" "	" "	" "	" "
То же	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Нонтронит, гидро- гетит	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Галенит, сфалерит, халькопирит, шир- ротин	Кварц, флю- орит	" "	Средняя	Жилки, прожилки	Андезиты	" "
Верлит, самород- ный висмут, арсе- нопирит	Кварц, тур- малин, топаз, флюорит	" "	То же	То же	То же	" "
То же	Кварц, флю- орит	" "	" "	" "	" "	" "
Киноварь, метацин- набарит, марказит	Каолин, кварц	" "	Низкая	" "	" "	" "
То же	То же	" "	То же	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	Импрег- нация	" "	" "
" "	" "	" "	" "	То же	" "	" "
Каолин	Кварц	" "	Средняя	Залежи	" "	" "
Сера	Гипс	" "	Низкая	Непра- вильные тела	" "	" "
Гидрогетит, као- лин, монтморилло- нит	Монтморил- лонит, као- лин	Дно во- доема	То же	Пласты, линзы	Глины	" "
Монтмориллонит, гидрослюда	Отсутствуют	То же	" "	То же	То же	" "

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формація	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип
А Л Ь П И Й С К А Я	Поздний (раннеорогенная)	Железородная	48	Тисовец	Цен- тральные массивы	Миоцен	Контактово- метасомати- ческий
		Золото-серебря- ная	33	Годруш	То же	То же	Гидротер- мальный
		То же	36	Кремница	" "	" "	То же
		Золоторудная	156	Киблер	Зона гор- стов	Верхний миоцен	" "
		Золото-сереб- ряная	166	Биксад	То же	То же	" "
		То же	167	Ракша	" "	" "	" "
		" "	171	Сэсар	" "	" "	" "
		" "	172	Валя Рошиа	" "	" "	" "
		" "	173	Делу Круци	" "	" "	" "
		" "	176	Шунор	" "	" "	" "
		" "	290	Карачи	" "	" "	" "
		" "	291	Барза Чинел	" "	" "	" "
		" "	292	Букурешти Ровина	" "	" "	" "
		" "	294	Мэгура Хондол	" "	" "	" "
		" "	297	Рункулеце	" "	" "	" "
" "	298	Валя Тисни	" "	" "	" "		
" "	299	Мормынтул	" "	" "	" "		
" "	301	Ханеш Бряза	" "	" "	" "		
" "	305	Рошиа Монтанэ	" "	" "	" "		

Главные рудообра- зующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вмещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формациями
Магнетит	Кварц	Средняя	Высокая	Непра- вильные тела	Скарны	Генетиче- ская с анде- зитовой
Серебро, золото, галенит, сфалерит	Кварц, кальцит	То же	Средняя	Жилы	Граноди- орит	Парагенети- ческая с ан- дезитовой
Золото, серебро, галенит, сфалерит	То же	" "	То же	То же	То же	То же
Золото, сфалерит, марказит	Кварц, гидрослюда	" "	" "	Непра- вильные тела	Диорит- порфирит	Близкая па- рагенетиче- ская с анде- зитовой
Золото, серебро, киноварь	Кварц, кальцит, адуляр	" "	" "	Жилы	То же	Парагенети- ческая с ан- дезитовой
Золото, серебро	Кварц, аду- ляр	" "	" "	То же	Андезиты	То же
То же	То же	" "	" "	" "	То же	" "
Золото	Кварц	" "	" "	" "	" "	" "
То же	То же	" "	" "	" "	" "	" "
Золото, серебро	Кварц, аду- ляр	" "	" "	" "	" "	" "
То же	Кварц, кальцит	" "	" "	" "	" "	" "
Золото, серебро, примесь германна	То же	" "	" "	" "	" "	" "
Золото, серебро	" "	" "	" "	" "	" "	" "
То же	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	Непра- вильные тела	Граниты	" "

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формация	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип
А Л Ь П И Й С К А Я	Поздний (раннеорогенная)	Полиметаллическая	13	Ухерский Брод	Флишевая зона	Верхний миоцен	Гидротермальный
		То же	30	Злата Баня	Внутренний прогиб	То же	То же
		" "	34	Вигне	Центральные массивы	" "	" "
		" "	35	Банска Штиавница	То же	" "	" "
		" "	104	Надап	Зона горстов	" "	" "
		" "	111	Бёржён	То же	" "	" "
		" "	113	Дёндьёшороси	" "	" "	" "
		" "	116	Речк	" "	" "	" "
		" "	129	Телькибаня	" "	" "	" "
		Барито-полиметаллическая	141	Бегань	" "	" "	" "
		Полиметаллическая	143	Берегово	" "	" "	" "
		То же	155	Баня	Внутренний прогиб	" "	" "
		" "	164	Тарнэ Марэ	Зона горстов	" "	" "
		" "	168	Нистру	То же	" "	" "
		" "	169	Ильба	" "	" "	" "
		" "	170	Бэнца	" "	" "	" "

Главные рудообразующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина формирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вмещающие породы	Форма связи с магматическими формациями
Галенит, сфалерит	Кальцит, кварц	Средняя	Средняя	Жилы	Андезиты	Парагенетическая с андезитовой
Галенит, сфалерит, золото, серебро, антимонит	То же	То же	То же	То же	То же	То же
Халькопирит, галенит, сфалерит	" "	" "	" "	" "	Скарны	" "
Галенит, сфалерит, халькопирит, золото, серебро	" "	" "	" "	" "	Андезиты	" "
То же	" "	" "	" "	" "	Граниты	" "
Галенит, сфалерит, халькопирит	" "	" "	" "	" "	Андезиты	" "
То же	" "	" "	" "	" "	То же	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Галенит, сфалерит, халькопирит, золото, серебро	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Сфалерит, галенит, барит, серебро, золото, халькопирит	Кварц, каолин, хлорит, карбонаты	" "	" "	Минерализованные зоны дробления	Липаритовые туфы	" "
Галенит, сфалерит, золото, серебро, халькопирит	Каолин, кварц, адуляр, карбонаты	" "	" "	То же	То же	" "
То же	То же	" "	" "	Жилы	Диорит-порфирит	" "
" "	" "	" "	" "	То же	Андезиты	" "
" "	" "	" "	" "	" "	То же	" "
Галенит, сфалерит, пирит, халькопирит	" "	" "	" "	" "	" "	" "
То же	" "	" "	" "	" "	" "	" "

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формація	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип
АЛЬПИЙСКАЯ	Поздний (раннеорогенная)	Полиметал- лическая	174	Хержа	Зона горстов	Верхний мноцен	Гидротер- мальный
		То же	175	Бая-Сприэ	То же	То же	То же
		" "	178	Кавник	" "	" "	" "
		" "	179	Бэюц	" "	" "	" "
		" "	180	Вэратец	" "	" "	" "
		" "	181	Цыблеш	Централь- ные мас- сивы	" "	" "
		" "	187	Торояга	То же	" "	" "
		" "	209	Родна	" "	" "	" "
		" "	211	Ялотка	" "	" "	" "
		" "	220	Пояна Мэрулуй	" "	" "	" "
		" "	279	Дэва	Зона горстов	" "	" "
		" "	282	Булза	То же	" "	" "
		" "	293	Сэкэрымб	" "	" "	" "
		" "	296	Алмашу Мик	" "	" "	" "
" "	300	Алмаш Стения	" "	" "	" "		
" "	304	Буцыум	" "	" "	" "		

Главные рудообра- зующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вмещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формаціями
Галенит, сфале- рит, пирит, халькопирит	Каолин, кварц, аду- ляры, карбо- наты	Средняя	Средняя	Жилы	Песчани- ки, аргил- литы	Парагенети- ческая с ан- дезитовой
Халькопирит, гале- нит, сфалерит, золото, серебро	То же	То же	То же	То же	Андезиты	То же
Галенит, сфалерит, пирит, золото, серебро	Кварц	" "	" "	" "	То же	" "
То же	Кварц, кальцит	" "	" "	" "	Песчани- ки, аргил- литы	" "
Халькопирит, гале- нит, сфалерит	То же	" "	" "	" "	Андезиты	" "
То же	" "	" "	" "	" "	То же	" "
Халькопирит, сфа- лерит, галенит	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Сфалерит, галенит, пирит	" "	" "	" "	Непра- вильные тела	Андези- ты, гней- сы	" "
Халькопирит, гале- нит, сфалерит	Кварц	" "	" "	Жилы	Граниты	" "
Сфалерит, галенит, халькопирит	То же	" "	" "	То же	Гнейсы	" "
Халькопирит	Кварц, карбонаты	" "	" "	Непра- вильные залежи	Андезиты	" "
Сфалерит	То же	" "	" "	Жилы	То же	" "
Золото, серебро, теллуриды, гале- нит, сфалерит	" "	" "	" "	То же	" "	" "
Пирит	" "	" "	" "	Непра- вильные тела	Песчани- ки, анде- зиты	" "
Золото, серебро, галенит, сфалерит, теллуриды	" "	" "	" "	Жилы	То же	" "
Галенит, сфалерит, халькопирит, зо- лото	Кварц, кальцит	" "	" "	То же	Песчани- ки	" "

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формация	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип
А Л Ь П И И С К А Я	Поздний (раннеорогенная)	Полиметал- лическая	306	Бая де Арнеш	Зона горстов	Верхний миоцен	Гидро- термальный
		То же	333	Фрушка Гура	То же	То же	То же
		" "	136	Трускавец	Предкар- патский передо- вой про- гиб	Неоген	Телетер- мальный
		Ртутная	29	Злата Баян	Внутрен- ний про- гиб	Верхний миоцен	Гидротер- мальный
		То же	31	Дубник	То же	То же	То же
		" "	37	Малахов	" "	" "	" "
		" "	86	Мерняк	" "	" "	" "
		" "	138	Колхозный	Флише- вая зона	" "	" "
		" "	139	Турица	То же	" "	" "
		" "	140	Каменный карьер	" "	" "	" "
		" "	153	Шаян	Внутрен- ний про- гиб	Верхний миоцен- плиоцен	" "
		" "	154	Боркут	То же	То же	" "
		" "	165	Кэмырзана	Зона гор- стов	" "	" "
		" "	295	Воя	То же	" "	" "
" "	302	Извору Амроилуй	" "	" "	" "		

Главные рудооб- рабатывающие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формациями
Золото, серебро, галенит, сфалерит	Кварц, кальцит	Средняя	Средняя	Жилы	Андезиты	Парагенети- ческая с ан- дезитовой
Галенит, сфалерит, халькопирит	То же	То же	То же	То же	То же	То же
Брункит, галенит, сфалерит, халько- пирит, самородная сера	Карбонаты, халцедон	Близпо- верхност- ная	Низкая	Непра- вильные залежи	Аргилли- ты, пес- чаники	Отсутствует
Антимонит, кино- варь, реальгар, аурипигмент	Кальцит	То же	То же	Жилы	Андези- ты	Парагенети- ческая с ан- дезитовой
Киноварь, марка- зит	Каолин	" "	" "	То же	То же	То же
Киноварь, реаль- гар, аурипигмент, арсенопирит, мар- казит	Кварц, халцедон, кальцит	" "	Средняя, низкая	Прожил- ки, имп- регнация	Извест- няки, до- ломиты, песчани- ки	" "
Киноварь, мета- циннабарит	То же	" "	" "	Жилы	Липари- товые туфы	" "
Киноварь, марка- зит	Кварц, каолин	" "	Низкая	Импрег- нация	Микро- граниты, песчани- ки	" "
То же	То же	" "	То же	То же	Песчани- ки	" "
" "	" "	" "	" "	" "	Андези- то-ба- зальты	" "
Киноварь, мета- циннабарит, мар- казит	Кварц, каолин, галлуазит, аллофан	" "	Средняя, низкая	Тела непра- вильной формы	Граноди- орит-пор- фиры	" "
То же	Кварц, каль- цит, каолин, галлуазит	" "	То же	То же	Диорит- порфирит	" "
Киноварь, марка- зит, золото	Кварц, кальцит	" "	" "	Импрег- нация	Андезиты	" "
Киноварь	Кварц, каолин	" "	" "	То же	Песча- ники	" "
То же	То же	" "	" "	" "	То же	" "

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формація	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип
АЛЬПИЙСКАЯ	Средний	Бентонитовая	323	Валя Киоарулуй	Зона горстов	Неоген	Вулканогенно-осадочный
		То же	324	Рэзоарэ	То же	То же	То же
		" "	327	Св. Мария де Пятрэ	Центральные массивы	" "	" "
		" "	329	Циугуд	Зона горстов	" "	" "
		" "	330	Окна Муреш	Внутренний прогиб	" "	" "
		" "	331	Бряза	Предкарпатский передовой прогиб	" "	" "
		Минеральные краски	109	Будаэриш	Зона горстов	Миоцен	" "
		То же	110	Зэбегень	То же	То же	" "
		" "	115	Эгер	" "	" "	" "
		Железорудная	49	Кишовце	Центральные массивы	Эоцен	Осадочный
		То же	248	Догнеча	То же	Верхний мел	Контактово-метасоматический
		" "	249	Окна де Фер	" "	То же	То же
		" "	255	Лышкова	Зона горстов	" "	" "
		" "	264	Глэван-Алуи	То же	" "	" "
		" "	312	Бэйшоара	" "	" "	" "
		Сидерито-редкометаллическая	56	Ракош	Центральные массивы	Верхний мел	Гидротермально-метасоматический
" "	57	Липенце	" "	" "	" "		

Главные рудообразующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина формирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вещающие породы	Форма связи с магматическими формациями
Монтмориллонит, гидрослюда	Отсутствует	Дно водоёма	Низкая	Пласты линзы	Песчаники, аргиллиты	С неогеновым вулканизмом
То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Гидрогетит, гетит, каолин, гидрослюда	" "	" "	" "	" "	Аргиллиты, туффиты	" "
То же	" "	" "	" "	" "	То же	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Карбонаты, гидрокислы железа и марганца, марказит	Кварц	" "	" "	Залежи	Песчаники, аргиллиты	Не установлена
Магнетит, галенит, сфалерит, халькопирит	То же	Средняя	Высокая, средняя	Неправильные тела	Скарны	Генетическая с банатитовой
То же	" "	То же	То же	То же	То же	То же
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Магнетит	" "	" "	" "	" "	" "	" "
То же	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Сидерит, гематит, барит, халькопирит	Кварц, кальцит	Средняя	Средняя	Залежи	Кристаллические сланцы	Парагенетическая с банатитовой
То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формация	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип
АЛЬПИЙСКАЯ	Средний	Сидерито- редкометаллическая	59	Градок	Цент- ральные массивы	Верхний мел	Гидротер- мально-ме- тасомати- ческий
		То же	60	Добшина	То же	То же	То же
		" "	61	Млынки	" "	" "	" "
		" "	62	Биндт	" "	" "	" "
		" "	63	Рудняны	" "	" "	" "
		" "	64	Добшина	" "	" "	" "
		" "	65	Налепково	" "	" "	" "
		" "	66	Вишня Слана	" "	" "	Гидротер- мальный
		" "	67	Нижняя Слана	" "	" "	То же
		" "	68	Словинки	" "	" "	" "
		" "	69	Гельница	" "	" "	" "
		" "	70	Гельница	" "	" "	" "
		" "	74	Рожнява	" "	" "	" "
		" "	75	Рожнява	" "	" "	" "
" "	76	Мария Баня	" "	" "	" "		

Главные рудообра- зующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формациями
Сидерит, анкерит	Кварц, кальцит	Средняя	Средняя	Залежи, жилы	Кристал- лические сланцы	Парагенети- ческая с ба- натитовой
Сидерит, сульфиды	То же	То же	То же	То же	Спилиты, извест- няки, ди- абазы	То же
Сидерит, анкерит, халькопирит	" "	" "	" "	" "	То же	" "
Сидерит, барит, гематит, халько- пирит	Кварц, кальцит	" "	" "	" "	" "	" "
Сидерит, барит, халькопирит, тет- раэдрит, галенит	Кварц	" "	" "	Жилы	Филлиты диабазы, конгло- мераты	" "
То же	То же	" "	" "	То же	То же	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Анкерит, сидерит, гематит, пирит, халькопирит, тет- раэдрит	" "	" "	" "	Залежи	Туфы спилитов, диабазов	" "
То же	" "	" "	" "	То же	То же	" "
Сидерит, халько- пирит, анкерит, арсенопирит, сфа- лерит, галенит, барит, золото	Кварц, се- рицит, тур- малин, кальцит	" "	" "	Жилы	Филлиты диабазы	" "
То же	То же	" "	" "	То же	То же	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Сидерит, анкерит, барит, гематит, халькопирит, тет- раэдрит, сфалерит, киноварь	Магнетит, доломит, кварц	" "	" "	" "	Кристал- лические сланцы	" "
То же	То же	" "	" "	" "	То же	" "
Сидерит, арсено- пирит, халькопи- рит, сфалерит, те- траэдрит, золото, антимонит	Турмалин, альбит, кварц	" "	" "	" "	" "	" "

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формація	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип
АЛЬПИЙСКАЯ	Средний	Сидерито-ред- кометальная	77	Дрнава	Цент- ральные массивы	Верхний мел	Гидротер- мально-ме- тасоматиче- ский
		То же	78	Дрнава	То же	То же	То же
		" "	81	Ядловец	" "	" "	" "
		" "	82	Нижний Медзев	" "	" "	" "
		Полиметалли- ческая	18	Трибеч	" "	" "	" "
		То же	24	Словенский Карст	" "	" "	Гидротер- мально-ме- тасоматиче- ский
		" "	39	Поники	" "	" "	Гидротер- мальный
		" "	263	Аскуцита	" "	" "	Гидротер- мально-ме- тасоматиче- ский
		" "	265	Варница	" "	" "	Контактово- метасомати- ческий
		" "	266	Рушица	" "	" "	То же
		" "	311	Вруштури Хемлоги	Зона горстов	" "	Гидротер- мальный
		Сурьяно-золо- торудная	73	Чучма	Цен- тральные массивы	" "	То же
		То же	83	Попроч	То же	" "	" "
		" "	84	Злата Идка	" "	" "	" "
Медно-молиб- деновая	245	Молдова- Ноуэ	" "	" "	" "		
То же	246	Саска Мон- танэ	" "	" "	" "		

Главные рудообра- зующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вмещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формаціями
Сидерит, арсено- пирит, халькопи- рит, сфалерит, те- траэдрит, золото, антимонит	Турмалин, альбит, кварц	Средняя	Средняя	Жилы	Кристал- лические сланцы	Парагене- тическая с банати- товой
То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же
Сидерит, гематит, халькопирит	Кварц, кальцит	" "	" "	" "	" "	" "
То же	То же	" "	" "	" "	" "	" "
Галенит, сфалерит	" "	" "	" "	" "	" "	" "
То же	" "	" "	" "	Тела не- правиль- ной фор- мы	Извест- няки	" "
" "	" "	" "	" "	То же	То же	" "
Магнетит, галенит, сфалерит, халько- пирит	" "	" "	Высокая, средняя	" "	Скарны	Генетиче- ская с бана- титовой
Галенит, сфалерит, халькопирит	" "	" "	То же	" "	То же	То же
То же	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Халькопирит, гале- нит, сфалерит	" "	" "	Средняя	Жилы	Кристал- лические сланцы	Парагенети- ческая с ба- натитовой
Антимонит, арсе- нопирит, бурнонит, жемсонит, булан- жерит, золото	Кварц, турмалин	" "	То же	Тела не- правиль- ной фор- мы	Кристал- лические сланцы, порфи- роиды	То же
Антимонит, джем- сонит	Кварц	" "	" "	Жилы	То же	" "
Антимонит, золото	То же	" "	" "	То же	Филлиты диабазы, граниты	" "
Халькопирит	" "	" "	" "	Тела не- правиль- ной фор- мы	Грани- тоиды	" "
Халькопирит, гале- нит, сфалерит	" "	" "	" "	То же	То же	" "

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формация	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип
АЛЬПИЙСКАЯ	Средний	Медно-мо- либденовая	247	Оравица	Цен- тральные массивы	Верхний мел	Гидротер- мальный
		То же	283	Сэвыршин	Зона горстов	То же	То же
		" "	287	Кэрбия	То же	" "	" "
		" "	310	Бэица Би- хорулуй	" "	" "	" "
		Тальк-магне- зитовая	20	Мутник	Цен- тральные массивы	" "	Гидротер- мально-ме- тасомати- ческий
		То же	21	Гнуштя	То же	" "	То же
		" "	22	Ружина	" "	" "	" "
		" "	23	Цинобаня	" "	" "	" "
		" "	45	Подречаны	" "	" "	" "
		" "	50	Гнуштя	" "	" "	" "
		" "	51	Радковска	" "	" "	" "
		" "	52	Сирк	" "	" "	" "
		" "	53	Любеник	" "	" "	" "
		" "	54	Елшава	" "	" "	" "
		" "	55	Охтина	" "	" "	" "
		" "	58	Когутик	" "	" "	" "
		" "	85	Банков	" "	" "	" "
" "	87	Фельше- шотар	" "	" "	" "		
Мышьяково- сурьямая	71	Гельсма- новце	" "	" "	" "		
То же	72	Гельсма- новце	" "	" "	" "		

Главные рудообра- зующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вмещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формациями
Халькопирит, молибденит	Кварц	Средняя	Средняя	Тела не- правиль- ной формы	Грани- тоиды	Парагенети- ческая с ба- натитовой
Молибденит	То же	То же	То же	Жилы	То же	То же
То же	" "	" "	" "	То же	" "	" "
Молибденит, вис- мутин, халько- пирит	" "	" "	Высокая, средняя	" "	Скарны	" "
Магнезит, тальк	Доломит, кальцит	Близпо- верхност- ная	Низкая, средняя	Тела не- правиль- ной фор- мы	Извест- няки, до- ломиты	" "
То же	То же	То же	То же	То же	То же	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Тальк, магнезит	Кварц, кальцит	" "	" "	" "	" "	" "
Магнезит, доло- мит, тальк	То же	" "	" "	" "	Извест- няки, филлиты, сланцы	" "
То же	" "	" "	" "	" "	То же	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Тальк, доломит	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Магнезит, доло- мит, тальк	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Тальк	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Антимонит, сфале- рит, арсенопирит, халькопирит	" "	Средняя	Средняя	Жилы	Извест- няки, до- ломиты	" "
То же	" "	То же	То же	То же	Серици- то-хлори- товые сланцы	" "
То же	" "	То же	То же	То же	То же	" "

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формация	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип
АЛЬПИЙСКАЯ	Ранний	Хромо-железо- рудная	132	Мадьярфег- редь	Зона горстов	Юра — мел	Магмати- ческий
		То же	288	Алмаш Селиштэ	То же	То же	То же
		" "	289	Чунгани Кээнэшти	" "	" "	" "
		Железо- рудная	1	Цешин	Флище- вая зона	Нижний мел	Осадочный
		То же	2	Закопане	Цен- тральные массивы	Доггер	То же
		" "	4	Лиманове	Флище- вая зона	Нижний мел	" "
		" "	10	Стржижов	То же	То же	" "
		" "	95	Уркут	Зона горстов	Юра	" "
		" "	99	Эплень	То же	То же	" "
		" "	117	Рудабаня	Цен- тральные массивы	Юрамел	Гидротер- мально-ме- тасомати- ческий
		" "	118	Перкупа	То же	То же	То же
		" "	284	Пырнешти	Зона горстов	Юра- триас	Вулкано- генно-оса- дочный
		" "	285	Шоймуш Бучява	То же	То же	То же
" "	286	Рошиа Ноуэ	" "	" "	Гидротер- мальный		

Главные рудообра- зующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вмещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формациями
Магнетит	Кварц	Средняя	Высокая	Штоки, тела не- правиль- ной фор- мы	Интрузив основно- го со- става	Генетиче- ская с офи- олитовой
Магнетит, ильме- нит	То же	То же	То же	То же	Ультра- базиты	То же
То же	" "	" "	" "	" "	То же	" "
Гидроокислы же- леза	" "	Дно во- доема	Низкая	Пласты, линзы	Флиш	Отдаленная парагенети- ческая со спилито-ке- ратофиро- вой
Гидроокислы же- леза и марганца	" "	То же	То же	То же	Извест- няки	То же
Гидроокислы же- леза	" "	" "	" "	" "	Флиш	" "
То же	" "	" "	" "	" "	То же	" "
Окислы и гидро- окислы марганца и железа	" "	" "	" "	" "	Извест- няки	Отдаленная парагенети- ческая с офиолито- вой
То же	" "	" "	" "	" "	То же	То же
Гематит, железис- тые слюды	" "	Средняя	Средняя	Тела не- правиль- ной фор- мы	" "	Парагенети- ческая с офиолитовой
То же	" "	То же	То же	То же	" "	То же
Гидроокислы же- леза, марганца	" "	Дно во- доема	Низкая	Залежи, линзы	Извест- няки, спилиты, диабазы	Отдаленная парагенети- ческая с офиолито- вой
То же	" "	То же	То же	То же	То же	То же
Пирит, халькопи- рит	" "	Близпо- верхност- ная	" "	Непра- вильные тела	Спилиты, диабазы	Парагенети- ческая с офиолитовой

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формация	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип
АЛЬПИЙСКАЯ	Поздний	Железородная	46	Вышня Боца	Цен- тральные массивы	Пермь	Гидротер- мальный
		Меднородная	38	Шпаниа Долина	То же	То же	Экзгляци- онно-осадо- чный
		То же	40	Любьетова	" "	" "	Гидротер- мальный
ГЕРЦИНСКАЯ	Средний	Полиметал- лическая	308	Рэнуша	" "	Карбон	То же
		То же	332	Сэкаш Валя Прундулуй	" "	То же	" "
		Урановая	131	Кёвагосо- льбшь	Зона гор- стов	Карбон (?)	Осадочный
		Полиметалли- ческая	15	Стрижов- ские горы	Цен- тральные массивы	Нижний карбон	Гидротер- мальный
		То же	16	Стрижов- ские горы	То же	То же	То же
		" "	25	Совьянско	" "	Карбон	" "
		" "	42	Ясния	" "	То же	" "
		" "	79	Смольник	" "	" "	" "
		" "	80	Смольник	" "	" "	" "
		" "	157	Кобылецкая Поляна	" "	" "	" "
" "	158	Камень Клевка	" "	" "	" "		

Главные рудообра- зующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Выещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формациями
Сидерит, анкерит, халькопирит	Кварц	Средняя	Средняя	Жилы	Граниты	Парагене- тическая с порфири- товой То же
Халькопирит, тет- раэдрит	Кварц, бар- рит, сидерит	То же	То же	Залежи	Пара- гнейсы, амфибо- литы, конгло- мераты	" "
Сидерит, халько- пирит	Кварц	" "	" "	То же	Песчани- ки, пор- фириты	" "
Халькопирит	То же	" "	" "	Жилы	Хлорито- серицито- вые слан- цы	" "
Халькопирит, гален- ит, сфалерит	Кварц, кальцит	" "	" "	То же	То же	" "
Урановая смолка	Кварц	" "	" "	Пласты	Песчани- ки	Не установ- лена
Галенит, сфалерит	То же	" "	" "	Жилы	Гнейсы	Парагени- ческая с гра- нитоидами
То же	" "	" "	" "	То же	То же	То же
Галенит, сфалерит, халькопирит, бур- новит, джемсонит, барит	Кварц, ан- керит, се- рицит	" "	" "	" "	Кристал- лические сланцы	" "
Галенит, сфалерит	Кварц, кальцит	" "	" "	" "	Гнейсы	" "
Халькопирит, гален- ит, сфалерит	То же	" "	" "	" "	То же	" "
То же	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Галенит, сфале- рит, халькопирит	Кварц, барит, сидерит, кальцит	" "	" "	Соглас- ные за- лежи	Кристал- лические сланцы	" "
То же	То же	" "	" "	То же	То же	" "

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формация	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип
ГЕРЦИНСКАЯ	Средний	Полиметаллическая	177	Соймуш- Нигиш	Зона горстов	Карбон	Гидротер- мальный
		Железородная	19	Кокава	Цент- ральные массивы	То же	Контактово- метасомати- ческий
		Золото- сурьмяная	12	Пезинок	То же	" "	Гидротер- мальный
		То же	41	Медзиброд	" "	" "	То же
		" "	43	Магурка	" "	" "	" "
		" "	44	Дубрава	" "	" "	" "
		Пегматитовая	17	Мала Же- лезна Дуб- рава	" "	" "	Пегматито- вый
	Флюоритовая	103	Надап	Зона горстов	" "	Гидротер- мальный	
	Начальный	Железородная	191	Руцзя	Цент- ральные массивы	Девон	Гидротер- мально-ме- таморфизо- ванный
		То же	240	Топлец	То же	То же	Магматичес- ки-метамор- физованный
		Сульфидно- никелевая	219	Пояно- Мэрулуй	" "	" "	Магмати- ческий
		Магнетитовая	251	Тишовица	" "	Пале- озой	Метасомати- ческий
		Железо-мар- ганцевая	278	Арэниеш	" "	Девон(?)	То же

Главные рудообра- зующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формациями
Халькопирит, га- ленит, сфалерит	Кварц, кальцит	Средняя	Средняя	Тела непра- вильной формы	Граниты	Парагенети- ческая с гра- нитоидами
Магнетит	То же	То же	Высокая	То же	Скарны	Генетиче- ская с гра- нитоидами
Антимонит, золото, серебро, галенит, сфалерит	Кварц	" "	Средняя	Жилы	Кристал- лические сланцы	Парагенети- ческая с гранитоида- ми
Антимонит, берть- ерит, арсенопирит, джерсонит	Кварц, доломит, анкерит	Близпо- верхно- стная	То же	То же	Грани- тоиды	То же
Антимонит, золото, халькопирит	Кварц	То же	" "	" "	То же	" "
Антимонит, джем- сонит, галенит, сфалерит	Кварц, анкерит, барит	" "	" "	" "	" "	" "
Антимонит, мо- либденит	Кварц, по- левой шпат	Средняя	Высокая	" "	" "	Генетиче- ская с гра- нитоидами
Флюорит	Кварц	То же	Средняя	" "	" "	Парагенети- ческая с гра- нитоидами
Сидерит, галенит, сфалерит	Кварцит, кальцит	Близпо- верхно- стная	То же	" "	Хлорито- во-сери- цитовые сланцы	Парагенети- ческая со спилито-ке- ратофировой
Магнетит	Кварц	Средняя	Высокая	Залежи	Метаба- зиты	Генетическая с метабази- тами
Сульфиды никеля	Оливин, пироксены	Не уста- новлена	То же	То же	То же	То же
Магнетит	Карбонаты	То же	Средняя	Непра- вильные тела	Ультра- базиты	Парагене- тическая с ультраба- зитами
Гидроокислы же- леза и марганца	Кварц	Близпо- верхно- стная	Низкая	Залежи	Метаба- зиты	Парагенети- ческая со спилито-ке- ратофировой

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формация	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип
ГЕРЦИНСКАЯ	Начальный	Железо- хромовая	242	Плавнище- вица	Цент- ральные массивы	Девон	Магмати- ческий
		То же	243	Рушкарски	То же	То же	То же
		Колчеданно- полиметал- лическая	190	Кирибаба	" "	" "	Метамор- физованный
		То же	280	Мунцелу Мик	Зона горстов	" "	То же
		" "	281	Вецел	То же	" "	" "
		Сидеритовая	3	Закопане	Цент- ральные массивы	" "	Гидротер- мальный
		То же	189	Канал	То же	" "	Метаморфи- зованный
		" "	268	Дялуд Воул	" "	" "	То же
		" "	269	Рушкица	" "	" "	" "
		" "	270	Гомешти	" "	" "	" "
		" "	271	Лазури	" "	" "	" "
		" "	272	Дымбул Раскулуй	" "	" "	" "
		" "	273	Ваду Добрий	" "	" "	" "
		" "	276	Гелар	" "	" "	" "
" "	277	Телиуц	" "	" "	" "		
Асбестовая	239	Рудеря	" "	" "	Метасома- тический		
То же	244	Эйбэнтал	" "	" "	" "	То же	

Главные рудообра- зующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вмещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формациями
Хромит	Кварц	Средняя	Высокая	Залежи	Серпен- тиниты	Генетиче- ская с ультра- трабазитами
То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же
Галенит, сфале- рит, сидерит	Кварц, карбонаты	" "	Средняя	" "	Серици- то-хло- ритовые сланцы	Парагенети- ческая со спилито-ке- ратофировой
Сфалерит, галенит, халькопирит	То же	" "	То же	Жилы	То же	То же
Халькопирит, сфа- лерит, галенит	" "	" "	" "	То же	" "	" "
Сидерит	Кварц	Близпо- верхно- стная	Низкая	" "	Граниты	" "
Галенит, сфалерит, сидерит	То же	Средняя	Средняя	" "	Серици- то-хло- ритовые сланцы	" "
Оксиды и карбо- наты железа	" "	Близпо- верхно- стная	Низкая	Залежи	Метаба- зиты	" "
То же	" "	То же	То же	То же	То же	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Сидерит	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Оксиды и карбо- наты железа	" "	" "	" "	" "	" "	" "
То же	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Серпентин	Карбонаты	Средняя	Средняя	Жилы	Серпен- тиниты	Генетиче- ская с ультра- базитами
То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же

Металлогени- ческий эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формация	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип	
КАЛЕДОНСКАЯ	Начальный	Железорудная	14	Новое Место	Цен- тральные массивы	Кембрий, силур	Осадочно- метаморфи- зованный	
		То же	26	Без назва- ния	То же	То же	То же	
		" "	27	То же	" "	" "	" "	
		" "	28	" "	" "	" "	" "	
		" "	160	Лихая Трава	" "	" "	" "	
		" "	198	Якобени	" "	" "	" "	
		" "	232	Нэгру Тишнану	" "	" "	" "	Магматиче- ский мета- морфизован- ный
		" "	234	Струпчари Кэвльла Кэпрыниш	" "	" "	" "	Вулканоген- но-осадоч- ный мета- морфизован- ный
		" "	253	Армениш	" "	" "	" "	То же
		" "	259	Боцари	" "	" "	" "	Магматиче- ский мета- морфизован- ный
		" "	260	Стырми- нусул	" "	" "	" "	То же
		" "	261	Валя Фирулуй	" "	" "	" "	" "
		Железо-мар- ганцевая	159	Глимья	" "	" "	" "	Вулканоген- но-осадоч- ный мета- морфизован- ный
		То же	161	Прилуки	" "	" "	" "	То же
" "	182	Рэзоаре	" "	" "	" "	" "		

Главные рудообра- зующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вмещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формациями
Гематит, магнетит	Кварц	Близпо- верхно- стная	Низкая	Соглас- ные за- лежи	Гнейсы	Отдаленная парагенети- ческая со спилито-ке- ратофиро- вой
То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	Амфибо- литы	" "
Магнетит, силика- ты никеля	" "	Средняя	Высокая	Липзы, залежи	Амфибо- литы, ме- табазиты	Генетиче- ская с ме- табазитами
Сидерит, магнетит	" "	Близпо- верхно- стная	Низкая	То же	Кристал- лические сланцы	Парагенети- ческая со спилито-ке- ратофиро- вой
Магнетит	" "	То же	То же	" "	Амфибо- литы	То же
То же	" "	Средняя	Высокая	" "	Метаба- зиты	Генетиче- ская с ме- табазитами
" "	" "	То же	То же	" "	То же	То же
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Родонит, родохро- зит, гематит, сиде- рит	Кварц, гранаты, амфиболы	Близпо- верхно- стная	Низкая	" "	Гнейсы	Отдаленная парагенети- ческая со спилито-ке- ратофиро- вой
То же	То же	То же	То же	" "	То же	То же
Родонит, гематит	Кварц	" "	" "	" "	" "	" "

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формация	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип	
КАЛЕДОНСКАЯ	Начальный	Железо-марган- цевая	185	Глимбока	Цен- тральные массивы	Кембрий, силур	Вулканоген- но-осадоч- ный мета- морфизован- ный	
		То же	195	Ората Оица	То же	То же	То же	
		" "	192	Даду	" "	" "	" "	" "
		" "	196	Мантц-Пуи	" "	" "	" "	" "
		" "	197	Мэстекэниш	" "	" "	" "	" "
		" "	199	Якобени	" "	" "	" "	" "
		" "	201	Шару Дор- ней	" "	" "	" "	" "
		" "	202	Дялу Ру- шулуй	" "	" "	" "	" "
		" "	206	Броштени	" "	" "	" "	" "
		" "	229	Правэц	" "	" "	" "	" "
		" "	230	Себеш	" "	" "	" "	" "
		" "	231	Рэзола Фру- моаза	" "	" "	" "	" "
		" "	237	Глобурэу	" "	" "	" "	" "
		" "	252	Длинешти	" "	" "	" "	" "
		" "	307	Сэлчиуа Рунк	" "	" "	" "	" "
				Колчеданно- полиметалли- ческая	162	Баласннув	" "	" "
		То же	163	Альбин	" "	" "	То же	
		" "	184	Новичнор	" "	" "	" "	
		" "	186	Бурлоя-Мэ- гура Ката- рамей	" "	" "	" "	

Главные рудообра- зующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вмещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формациями
Родохрозит	Кварц	Близ- поверх- ностная	Низкая	Линзы, залежи	Квар- циты	Отдаленная парагенети- ческая со- спилито-ке- ратофири- вой То же
Родонит, родохро- зит, сидерит, гема- тит То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Родохрозит, пиро- люзит, гетит	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Родонит, гематит, гетит, гидроокис- лы марганца То же	" "	" "	" "	" "	Гнейсы	" "
" "	" "	" "	" "	" "	То же	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Родонит, родохро- зит, сидерит То же	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Пирит, галенит, сфалерит, арсено- пирит, халькопи- рит	" "	" "	Средняя	" "	Серици- то-хло- ритовые сланцы	" "
Халькопирит, пирит	Кварц, плагноклаз	" "	То же	" "	То же	" "
Пирит, халькопи- рит, сфалерит, га- ленит	Кварц	" "	" "	" "	" "	" "
Пирит, халькопи- рит, сфалерит, га- ленит, касситерит	То же	" "	" "	" "	" "	" "

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формація	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип
КАЛЕДОНСКАЯ	Начальный	Колчеданно- полиметалли- ческая	188	Гушет	Цент- ральные массивы	Кембрий, силур	Колчеданно- метаморфи- зованный
		То же	194	Фундул Молодовой	То же	То же	То же
		" "	200	Валя Кол- булуй	" "	" "	" "
		" "	205	Лешул Урсулуй	" "	" "	" "
		" "	207	Извору Кепии	" "	" "	" "
		" "	212	Бэлан	" "	" "	" "
		" "	262	Боцца- Хацел	" "	" "	" "
		Колчеданная	11	Пезинок	" "	" "	" "
		То же	47	Гельпа	" "	" "	" "
		Колчеданно- полиметал- лическая	233	Порумбу	" "	" "	" "
БАЙКАЛЬСКАЯ		Пегматитовая	183	Копальник	Зона горстов	Верхний протеро- зой (?)	Метамор- фический
	То же	208	Парва	То же	То же	То же	То же
	" "	227	Воняса- Катаракте	" "	" "	" "	" "
	" "	241	Оградена	" "	" "	" "	" "
	" "	250	Делинешти	" "	" "	" "	" "
	" "	254	Теригова- Армениш	" "	" "	" "	" "

Главные рудообра- зующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Выещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формаціями
Пирит, халькопи- рит, сфалерит, галенит	Кварц, карбонат	Близпо- верхност- ная	Средняя	Линзы, залежи	Доло- миты	Отдалённая парагенети- ческая со спилито-ке- ратофировой
То же	Кварц	То же	То же	То же	Серици- то-хлори- товые сланцы	То же
Пирит, галенит, сфалерит, халько- пирит	То же	" "	" "	" "	То же	" "
Пирит, халько- пирит, сфалерит, галенит	" "	" "	" "	" "	" "	" "
То же	" "	" "	" "	" "	Извест- няки, до- ломиты	" "
Пирит, халькопи- рит, сфалерит	" "	" "	" "	" "	Серици- то-хлори- товые сланцы	" "
Пирит, сфалерит	" "	" "	" "	" "	Амфибо- литы	" "
Пирит	" "	" "	" "	" "	Кристал- лические сланцы	" "
То же	" "	" "	" "	" "	То же	" "
Пирит, сфалерит, галенит, халь- копирит	" "	" "	" "	" "	" "	" "
Мусковит, полевой шпат	" "	Глубин- ная	Высокая	Жилы	Квар- циты	Не установ- лена
То же	" "	То же	То же	То же	Гнейсы	То же
" "	" "	" "	" "	" "	То же	" "
Кварц	Полевой шпат	" "	" "	" "	" "	" "
Мусковит, кварц	То же	" "	" "	" "	" "	" "
Кварц, полевой шпат	Мусковит	" "	" "	" "	" "	" "

Металлогени- ческая эпоха (цикл)	Металлогени- ческий этап (стадия)	Рудная формация	Номер место- рождения на карте	Месторож- дение	Структурно- формацион- ная зона	Геологичес- кий возраст	Генетический тип
БАЙКАЛЬСКАЯ		Пегматитовая	256	Крыжма- Далки	Зона горстов	Верхний протерозой(?)	Метамор- фический
		То же	258	Боуцари Вукова	То же	То же	То же
		" "	313	Мунтеле Реце	" "	" "	" "
		Золоторудная	225	Валя Лун Стан	Цент- ральные массивы	" "	" "
		Графитовая	228	Валя Гал- бену	То же	" "	" "
		Дистеновая	226	Негованул	" "	" "	" "
		Тальковая	238	Пырвова	" "	" "	" "
		То же	257	Марга	" "	" "	" "
		" "	267	Валя Лу- пулуй	" "	" "	" "
		" "	274	Керишор- Лелезе	" "	" "	" "
	" "	275	Гэвэйдия	" "	" "	" "	
		Железорудная	193	Гельница	" "	?	?
		Полиметалли- ческая	203	Геменея	" "	?	Гидротер- мальный
		Баритовая	204	Остра	" "	?	То же
		Меднорудная	236	Бая де Арамэ	" "	?	" "

Главные рудообра- зующие минералы	Главные жильные минералы	Глубина фор- мирования	Температура образования	Морфология рудных тел	Вмещающие породы	Форма связи с магмати- ческими формациями
Мусковит	Кварц, поле- вой шпат	Глубин- ная	Высокая	Жилы	Гнейсы	Не уста- новлена
То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же
Полевой шпат	Кварц	" "	" "	" "	" "	" "
Золото	То же	" "	" "	" "	" "	" "
Графит	" "	" "	" "	Соглас- ные залежи	" "	" "
Дистен	" "	" "	" "	То же	" "	" "
Тальк	Карбонаты	" "	" "	Жилы	" "	" "
То же	То же	" "	" "	Непра- вильные залежи	Ультра- базиты	" "
" "	" "	" "	" "	То же	То же	" "
" "	" "	" "	" "	" "	Извест- няки, до- ломиты	" "
" "	" "	" "	" "	" "	То же	" "
Сидерит, гематит	Кварц	Средняя	Средняя	Жилы	" "	" "
Халькопирит, галенит, сфалерит	То же	То же	То же	То же	Хлорито- серицитовые сланцы	" "
Барит	Кварц, кальцит	" "	" "	" "	Гнейсы	" "
Халькопирит, пирит	То же	" "	" "	" "	То же	" "

ХIII. Вмещающие породы

Сведения о вмещающих породах необходимы для металлогенических построений для выявления вмещающей среды, литологического благоприятной для рудоотложения.

ХIV. Связь оруденения с магматизмом

Вопрос о том, как связано оруденение с магматизмом, имеет первостепенное значение для металлогенического анализа. Мы предлагаем выделить три категории связи: прямую генетическую, близкую парагенетическую и отдаленную парагенетическую. Как правило, затруднений в установлении первой категории связи не возникает. Это магматические месторождения хрома, никеля, а также различные скарновые и пегматитовые месторождения.

Установить парагенетическую связь месторождений с конкретными магматическими формациями значительно сложнее. Но и здесь, на наш взгляд, в Карпатах к настоящему времени достигнуты успехи.

Главными геолого-структурными признаками парагенетической связи рудных месторождений с магматическими формациями являются: приуроченность к однотипным структурно-формационным зонам, территориальная совмещенность и близкий геологический возраст. Так, к категории отдаленной парагенетической связи в Карпатах можно отнести кембросилурийские порфиroidы (метаморфизованная спилито-кератофировая геосинклинальная магматическая формация) с колчеданными, медно-колчеданными и колчеданно-полиметаллическими месторождениями преимущественно кембрийского возраста.

Трудно еще установить парагенетическую связь некоторых месторождений на тех площадях, где проявились герцинские и ларамийские гранитоидные интрузии.

Большое значение для установления форм связи месторождений с магматическими формациями имеют минералого-петрографические и геохимические исследования.

Во Внутривосточной области давно замечена пространственная связь пропилитизированных неогеновых андезитов с золоторудными и полиметаллическими месторождениями. Результаты минералого-петрографических исследований неогеновых магматических формаций и продуктов постмагматической деятельности позволяют конкретизировать формы связи между ними.

Палеоген-миоценовая липаритовая формация Паннонского массива сопровождается обширными полями вторичных квар-

цитов, среди которых в Береговском районе выявлены месторождения алунита, каолина. В апикальных частях куполов липарита этого района устанавливаются эпимагматические (автометасоматические) образования, в основном в газовых пустотах галлуазита, барита, реже алунита, т. е. возникает минеральный парагенезис, характерный для алунитовой минеральной фации вторичных кварцитов, сформированных под воздействием восходящих растворов.

Миоценовая андезитовая формация Внутрикрупатских прогибов, в особенности гипабиссальные интрузии Вышковского района, подвержена автометаморфическим процессам, которые относят к пропилитизации трансильванского типа. Основными вторичными минералами являются гидрослюда (голубовато-зеленая по темноцветным и основной массе и бесцветная по плагиоклазам); халцедон, карбонаты, пирит. В участках наиболее интенсивного проявления процесса появляется адуляр, иногда встречается галенит, чаще всего находящийся в пустотах, реже — сфалерит. Интрузии изменяются относительно равномерно, в них не наблюдается видимой связи с какими-либо трещинами — центрами циркуляции растворов. Сходный минеральный парагенезис имеют вторичные кварциты участка Киблер, сопровождающие рудопроявления золота, свинца, цинка, ртути. Гидрослюда, идентичная с автометасоматической, и адуляр являются весьма распространенными жильными и околорудными минералами золото-кварцевых и полиметаллических гидротермальных руд.

Гидротермальные ртутные месторождения сопровождаются кварц-каолиновыми с галлуазитом, аллофаном и марказитом околорудными метасоматическими породами. В Выгорлат-Гутинской гряде среди широко развитых полей вторичных кварцитов (газово-гидротермального поствулканического происхождения) имеются обширные площади кварцево-каолиновой минеральной фации, характеризующейся, как правило, рассеянной ртутной минерализацией.

В данном случае эволюцию постмагматических процессов можно представить по следующей схеме: а) эпимагматические и автометаморфические процессы происходят под воздействием летучих, отделяемых магмой в процессе ее остывания на поверхности или вблизи поверхности земли; б) вторичные кварциты формируются в период активного вулканизма в остывших (отвердевших) вулканических породах под воздействием летучих, отделившихся от магматических масс при их остывании на небольших глубинах; это могут быть центральные части гипабиссальных интрузий, промежуточные вулканические камеры, колонны магмы, выполняющей жерловины вулканов; в) гидротермальные процессы происходят в резуль-

тате подъема растворов с больших глубин, где существуют условия формирования растворов с высокой концентрацией тяжелых элементов, и в первую очередь длительность процесса формирования остаточных растворов в условиях высоких давлений.

Основное различие в характере растворов отдельных этапов единого постмагматического процесса, связанного с единым магматическим очагом, заключается в концентрации тяжелых металлов, тогда как анионный состав оказывается весьма сходным, о чем свидетельствуют близкие парагенезисы нерудных минералов.

Таким образом, в данном случае материалы минералогическо-петрографических исследований, дополняя геолого-структурные, указывают на: 1) близкую парагенетическую (или отдаленную генетическую) связь с липаритовой формацией месторождений алуниита, каолина Береговского района; 2) близкую парагенетическую связь между миоценовой андезитовой формацией Закарпатского внутреннего прогиба с золото-полиметаллическими и барито-полиметаллическими месторождениями; 3) возможную отдаленную парагенетическую связь с гидротермальными ртутными месторождениями Закарпатья. В последнем случае еще нет достаточно обоснованных данных о геолого-структурных факторах и однозначного определения возраста оруденения, что не дает объективной возможности установления связи ртутного оруденения конкретно с раннеорогенной миоценовой или позднеорогенной плиоценовой андезитовыми магматическими формациями.

XV. Металлогенические границы

XVI. Номенклатура металлогенических единиц

Для Карпат в целом еще не выработаны и не унифицированы обозначения для металлогенических категорий. На металлогенических картах каждой из стран Карпатского региона по-разному проведено металлогеническое районирование. Нет единства в представлениях относительно объемов тех или иных понятий металлогенических категорий. Поскольку в основу построения макета металлогенической карты были положены принципы, базирующиеся на представлениях Ю. А. Библина, то, будучи последовательными, мы, соответственно, придерживаемся его взглядов относительно металлогенического районирования и металлогенических провинций. Ю. А. Библин убедительно показал, что в объем металлогенической провинции входит геосинклинальная область, металлогенический облик которой был сформирован на протяжении двух-

трех циклов тектоно-магматического развития. В таком представлении следует рассматривать Карпатскую металлогеническую провинцию, охватывающую всю Карпатскую подвижную область.

Относительно единиц в металлогеническом районировании мы придерживаемся рекомендаций Е. Т. Шаталова (1963) (табл. 2).

Таблица 2

Рудоносные площади

Размер площади	Форма площади	
	линейно вытянутая	без отчетливо выраженной линейности
Планетарные	Планетарный металлогенический пояс	—
Весьма крупные	Металлогенический пояс	Металлогеническая провинция
Крупные	Металлогеническая зона — рудный пояс	Металлогеническая область
Средние	Рудная зона	Рудный район Рудный узел
Небольшие	Рудное поле	

Доальпийские рудные месторождения во многом сходны во всех выступах доальпийского фундамента во Внутренних Карпатах (по нашим представлениям — срединном массиве). На этом основании можно выделить Внутрикрупатскую металлогеническую область. Нижнемеловые месторождения, связанные с офиолитовой формацией, также объединяются во Внутрикрупатскую металлогеническую область.

Некоторые затруднения возникают при металлогеническом районировании площадей распространения месторождений, связанных с банатитовой магматической формацией. В свете высказанных представлений о тектоно-магматическом развитии эта металлогеническая зона должна иметь кольцевое или дугообразное строение. Однако основные месторождения находятся в Западно-Карпатском районе, в Банате и Апусениях. На Марамурешском массиве такие месторождения на металлогенической карте СРР не выделяются. Вместе с тем в Раховском районе имеются рудопроявления свинца и цинка, которые могут быть связаны с банатитовым рудогенезом. Эта минерализация, кроме кристаллических пород, проникает в

триасовые доломиты и нижнемеловые диабазы. В целом же этот вопрос, на наш взгляд, необходимо дополнительно исследовать.

Миоценовые металлогенические зоны имеют дугообразную форму, повторяющую вулканические пояса и структурно-формационные зоны, с которыми сопряжены магматизм и рудогенез. Из металлогенических зон и районов исключены Трансильванская и Большая Венгерская впадины, где рудные месторождения не установлены, а если они и имеются, то глубоко погребены под осадками неогена.

К рудным районам отнесены все крупные донеогеновые выступы. Внутри рудных районов выделяются рудные узлы.

Выделять рудные поля на карте масштаба 1 : 1 000 000, по-видимому, нецелесообразно, так как это усложняет ее чтение. Возможно, следует отказаться и от выделения рудных узлов. Все эти металлогенические элементы более четко можно показать на картах-врезках среднего масштаба.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анализируя тектоно-магматическое развитие Карпат, можно предположить, что подвижная область на этой территории начала свое развитие в нижнем протерозое в условиях земной коры океанического типа. В раннем палеозое, а, возможно, и в верхнем протерозое началось структурное расчленение региона на внешнюю и внутреннюю области. Отчетливо прослеживается приемственность режимов геологического развития в структурных областях на протяжении трех циклов: каледонского, герцинского и альпийского. Внешние Карпаты развивались в условиях многоэпизодности, тогда как во Внутренних Карпатах на протяжении этих же циклов существовал эпизодический режим. В результате интенсивной магматической, постмагматической деятельности и процессов метаморфизма область Внутренних Карпат была консолидирована и в альпийском цикле выступала уже как жесткий срединный массив. Интенсивные дифференциальные движения по периферии срединного массива на протяжении многих фаз тектоногенеза привели к развитию глубинного разлома, разделяющего Внешние и Внутренние Карпаты. Таким образом, Внутреннекарпатский срединный массив можно рассматривать как продукт приемственного развития в эпизодических условиях, обрамлявшийся подвижной многоэпизодной зоной, а не как реликтовый массив — часть древней платформы.

2. В результате тектоно-магматического развития на протяжении трех циклов сформировался специфический разрез

земной коры с резкими перепадами поверхности Мохоровичича (под Внутренними Карпатами глубина ее залегания до 30 км, под Внешними — до 55 км). Под Внутренними Карпатами мощность осадочного слоя не превышает 5 км, тогда как под Внешними Карпатами она превышает 20 км. Это связано с развитием Внутренних Карпат в эвгеосинклинальных условиях с интенсивными проявлениями магматизма и метаморфизма, приводивших к гранитизации осадочного слоя как в каледоно-герцинском, так и в альпийском циклах. Во Внешних Карпатах нет заметного проявления этих процессов.

3. В альпийском цикле каждая фаза отраженной тектонической активизации приводила к формированию новой структурно-формационной зоны, которая в пространстве последовательно смещалась от периферии срединного массива к его центру. Каждая из этих фаз отраженной тектонической активизации имела особый тип магматизма, постмагматической деятельности, что способствовало консолидации структурно-формационной зоны, формировавшейся в этот период.

4. Каждая структурно-формационная зона в процессе своего формирования сопровождалась магматизмом определенного типа и специфической металлогенией. Автономность магматических и постмагматических процессов отдельных структурно-формационных, или тектонических, зон привела к смешению магматогенных образований на стыке двух тектонических зон (Большой Венгерской впадины и Закарпатского внутреннего прогиба) в результате одновременных извержений липаритовых и андезитово-базальтовых вулканов, что, на наш взгляд, представляет большой научный интерес.

5. Каждая структурно-формационная зона наряду со спецификой магматических проявлений характеризовалась созданием своего металлогенического облика. Пространственное размещение структурно-формационных зон со своим специфическим магматизмом и металлогенией определяет металлогеническое районирование Карпат.

6. Карпатская металлогеническая провинция характеризуется следующими рудными месторождениями: железа, марганца, хрома, алюминия, никеля, молибдена, свинца, цинка, золота, ртути, сурьмы и других полезных ископаемых.

7. Выявленные геологические закономерности размещения эндогенных месторождений в пространстве и времени, а также установление формы связи месторождений с магматическими формациями наряду с другими в той или иной мере изученными закономерностями формирования и пространственного размещения эндогенных месторождений в Карпатах должны способствовать развитию минерально-сырьевой базы стран социалистического содружества Карпатского региона.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Д. Н. — В кн.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава, 1967.
- Билибин Ю. А. Избр. труды. 3. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Бойко А. К. Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Изд-во Львовск. ун-та, Львов, 1970.
- Бойко А. К. и др. — В кн.: Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. «Наука», М., 1970.
- Бондарчук В. Г. Тектоника Карпат. Изд-во АН УССР, К., 1962.
- Будай Т. и др. Тектоническое развитие Чехословакии. ИЛ, М., 1963.
- Бызова С. Л. и др. — Геотектоника, 1971, 6.
- Быстревская С. С. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. «Наукова думка», К., 1970.
- Вадаш Э. Геология Венгрии. «Мир», М., 1964.
- Варчек Ц. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава, 1967.
- Вульчин Е. И., Кульчицкий Я. О. — Труды УкрНИГРИ, вып. 1. Гостоптехиздат, 1959.
- Вялов О. С. — В кн.: Проблема промышленной нефтеносности и газоносности западных областей УССР, 1, 2. Изд-во АН УССР, К., 1954.
- Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. «Недра», М., 1968.
- Горжевский Д. И. и др. — В кн.: Проблемы геологии на XXIII сессии Международного геологического конгресса. «Наука», М., 1971.
- Данк В., Фюлёр И. Геологическая карта палеозойско-мезозойского фундамента Венгрии. Будапешт, 1967.
- Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. — Докл. на VII съезде КБГА, 3. София, 1965.
- Зобук В. — Геология и геофизика, 5, 1965.
- Каменецки Я. — В кн.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава, 1967.
- Константинов Р. М. — Разведка и охрана недр, 1970, 9.
- Косыгин Ю. А. — Геология и геофизика, 1962, 2.
- Котляр В. Н. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», М., 1968.
- Ксёнжкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши. «Недра», М., 1968.
- Кульчицкий Я. О. — Автореф. докт. дисс. Львов, 1968.
- Лазаренко Э. А. — Материалы IV съезда КБГА, 1, К., 1960.
- Лазаренко Е. О. Метасоматичні утворення у вулканічних породах Закарпаття. Вид-во Львівськ. ун-ту, 1960.
- Лазаренко Э. А., Гнилко М. К., Зайцева В. Н. Металлогения Закарпаття. Изд-во Львовск. ун-та, 1968.
- Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А. Минералогия Закарпаття. Изд-во Львовск. ун-та, 1963.
- Лазаренко Э. А. — ДАН СССР, 1966, 171, 3.
- Лазько Е. М., Резвой Д. П. — Вісник Львівськ. ун-ту, серія геол., 1962, 1.
- Мерлич Б. В. и др. — Геол. сб. Львовск. ун-та, 1968, 11.
- Минерагенический атлас Польши. Варшава, 1970.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, М., 1963.

- Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М., 1963.
- Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. ИЛ, М., 1960.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. «Недра», М., 1969.
- Соболев В. С. и др. Петрография неогеновых вулканических и гилла-биссальных пород Советских Карпат. Изд-во АН УССР, К., 1955.
- Сокловский С.— В кн.: Тектоника Европы. «Недра», М., 1964.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Ливанова Л. П.— Материалы VIII Конгресса КБГА, 3. Белград, 1967.
- Справочник по тектонической терминологии. «Недра», М., 1970.
- Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. «Недра», М., 1966.
- Труды УкрНИГРИ. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат, вып. 25. «Недра», М., 1971.
- Устиев Е. К.— Изв. АН СССР, серия геол., 1970, 4.
- Хани В. Е. Общая геотектоника. «Недра», М., 1964.
- Хани В. Е.— В кн.: Тектоника Европы. «Недра», М., 1964.
- Цамбел Б.— В кн.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава, 1967.
- Циссар А. Полезные ископаемые Югославии. ИЛ, М., 1958.
- Чекунов А. В.— Сов. геология, 1967, 12.
- Шаталов Е. Т. и др. Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. «Недра», М., 1964.
- Штилле Г. Избр. труды. «Мир», М., 1964.
- Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. «Недра», М., 1971.
- Яншин А. Л.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, 11, 5.
- Böhm M. Geologicko-hornické powery kremnickeho rudného pola. Acta geol. Univ. Comewianae Geol., 1959, 2.
- Balogh K., Körösy L. Tektonische Karte Ungarns im Mastabe 1:1000 000. Acta geol. Acad. Scient. Hung. Budapest, 1968, 12, 1—4.
- Ciocărdel R., Sokolescu M., Teodorescu C. Fractures majeures de l'écorce terrestre dans le domaine carpato-balkanique. VIII Kongress, I. Beograd, 1967.
- Cioflica G.— Rev. roum. de géol., geoph., et géogr. Série de géol. 1968, 12, 1.
- Dessila-Codârcea M.— Rev. Roum. de géol., geoph. et géogr. Serie de géol. 1967, 11, 1.
- Geologický atlas ČSSR. Praha, 1966.
- Hlavský I.— Geol. práce, 46. Bratislava, 1957.
- Hlavský I., Čillik I.— Geol. práce GUDŠ, 55. Bratislava, 1959.
- Hlavský I., Ssttran V. Metalogenetická mapa ČSSR, 1965.
- Ianovici V.— Stud. si cercetari de geol., geof., geogr. Seria geol. 1966, 11, 2.
- Kováč A. et al.— Acta geol. Acad. Scient. Hung. 1968, 12, 1—4.
- Kräutner H., Năstăseanu S. et al. Harta substanțelor minirale-utile. București, 1969.
- Kuthan M. Undačny vulkanismus Karpatského orogenu a vulkanologické. Studia V. sev. časti Presovských hor. Prace Státného geol. ústavu. 1949, 17.
- Kuthan M. Visvetlivky u prehľadnej geologickej mapa 1:200 000 m — 34 — XXXI. Nifra, Bratislava, 1963.
- Książkiewicz M. Spostrzeżenia nad występowaniem otoczek skal prakarpackich w Karpatach Wadowickich. Rocznik Pol. Tow. Geol., 7, 1931.

- Machel M. — *Geologica Carpathica*. Bratislava, 1971, 22, 2.
- Magyarország nemzeti atlasza. Budapest, 1967.
- „Natura”, ser. Geogr. — *Geol.*, București, 1965, 17, 2, 3.
- Nowak J. *Narys tektoniki Polski*. Zjazd Stow. Geogr. i Etnogr. w Polsce. Kraków, 1927.
- Pantó G. Miozäne tuffhorizonte Ungarns. *Acta geol. Hung.* IX, 1965.
- Savu H. et al. *Harta metalogenetică*. București, 1970.
- Stache G. Die Klippen von Nowoselica etc. *Verh. d. k. k. geol. Reichsanst.* 1869.
- Superceanu C. — *Geologische Rundschau*, 1967, 56, 3.
- Szádeozky-Kardoss et al. — *Acta Geol. Acad. Hung.* 1967, 11, 1—3.

ВЫСТУПЛЕНИЯ ПРИ ОБСУЖДЕНИИ МАКЕТА КАРТЫ

BESPRECHUNG DES MAKETS DER METALLOGENISCHEN KARTE DER KARPATEN

Л. КУЛЧАР, Г. ПАНТО

(Дебрецен, Университет им. Л. Кошута)

L. KULTSCHAR, G. PANTO

(L. Kossuth Universität, Debrecen)

Мы считаем, что условные обозначения к макету карты хорошо продуманы, многосторонни и эластичны. Они учитывают все главные характерные черты эндогенных рудных месторождений. Приведем некоторые замечания, не являющиеся, впрочем, принципиальными.

1. Среди главных генетических типов обозначение «колчеданные» может приводить к недоразумениям, так как оно относится больше к составу руды, чем указывает на способ образования включая, по принятому в нашей стране пониманию, и образования метаморфического происхождения.

2. Обозначения «синтектоническое и орогенное состояния» (стадии) не четко разграничены внутри тектоно-магматического цикла: первое, из-за небольшой точности, предлагаем пропустить, или, если тройное деление желательно, тогда оказалось бы уместным обозначение «посторогенный после орогенного».

3. При определении понятий, обозначающих глубину образования, они отличаются приблизительно на одну величину, поэтому казалось бы целесообразным обозначать предельные глубины таким образом: 0—200 м; 200—1500 м; <1500 м.

4. Морфологическое разделение довольно удачное и подробное, но формационные элементы различного порядка распределения руды находятся в близком отношении. Так, в случае жил и штокверков рассматриваются единицы в несколько сот метров, а в случае вкрапленных руд — в несколько миллиметров. Вопрос в том, на какой объем и какую формацию распространились вкрапление, жилкование и импрегнация, также должен был затронут.

5. При перечислении полезных ископаемых (металлов) мы считаем нечетким выражение «полиметаллы», так как не ясно, сколько и какие из перечисленных в отдельности метал-

лы этот термин объединяет. Необходимо закрасить кружок, обозначающий полиметаллические месторождения, разделяя их пополам или по секторам, в цвет более главных (извлекаемых) металлов.

6. В ряду гидротермальных изменений пород нужно найти способ для обозначения экзогенного изменения (окисление, аргиллизация) эндогенных пород и минеральных продуктов.

«Каолиннизация» обозначает, по нашему представлению, гидротермальную аргиллизацию, не учитывая образующийся вид минерала (каолинит, иллит, монтмориллонит и т. д.). Заключенной в скобках начальной буквой можно было бы обозначить и господствующий вид глинистого минерала, так как это многое говорит об образе возникновения рудного месторождения (температура, давление).

7. В ряду неметаллических жильных минералов обозначение «карбонат», вероятно, является общим, хотя обозначение Са можно неправильно принять как кальций или кальцит. Из карбонатов можно еще учесть сидерит, анкерит, брейперит и доломит, их вид можно было бы характеризовать обозначением в скобках господствующего минерала (металлов).

К каолину и галлуазиту относится все, что было сказано выше о глинистых минералах.

Возникает вопрос, не было бы целесообразным ввести обозначение проявления цеолитов, придавая отдельным видам минералов и буквенные обозначения?

8. В минералогической характеристике метасоматитов, появляющихся в ореоле оруденений, правильной оказалось бы пользоваться более общим названием «кварцево-кальцевый полевой шпат» вместо «кварцево-адуляровых пород», как и у жильных минералов.

И. ГУЦВА

(Краков, Геологический институт ПАН)

I. GUCWA

(Institut für Geologie PAN, Krakow)

На макете металлогенической карты Карпат слишком мало внимания уделено геохимическим аномалиям осадочных пород.

Как известно, некоторые осадочные породы в значительной степени обогащены микроэлементами. Это обогащение осуществляется различными способами, среди которых самыми час-

тыми являются преципитация металлов из морской воды, в восстановительной среде, электролитическое осаждение нерастворимых соединений в результате реакции с ионами, присутствующими в морской воде, адсорбция серпистым железом, гидратизованными окисями марганца и железа, а также глинами и мобилизация при жизненных процессах микроорганизмов. Последнее должно учитываться в более широком масштабе, так как в Карпатах развиты в большом количестве биогенные и терригенно-биогенные осадки. Это хорошо известные в Польских Карпатах ясельские известняки (олигоцен) и диатомиты (олигоцен). Ясельские сланцы образовались в результате нагромождения известковых водорослей. Менилитовые сланцы — пример биогенно-терригенных осадков с большим содержанием органического вещества. В них накопились некоторые биофильные элементы: ванадий, молибден, никель, кобальт, медь. Эти элементы играют роль катализаторов в жизненных процессах микроорганизмов — они накапливаются в ячейках микроорганизмов.

При осаждении органического вещества в седиментационном бассейне накапливаются биофильные металлы. Они сохраняются в осадках в виде металлоорганических соединений, которые являются устойчивыми и не разрушаются в процессе диагенеза и даже метаморфизма и гипергенеза. Как пример можно привести графитоидные сланцы Западных Татр (Внутренние Карпаты). Кроме высокой степени метаморфизма окружающих пород в графитоидных сланцах Западных Татр, которые представляют собой породы биохимического происхождения, сохранились первоначально накопленные редкие металлы.

Биохимическим путем могут значительно накапливаться такие микроэлементы, как ванадий, молибден и др. В промышленных количествах они содержатся в битуминозных сланцах нижнего ордовика Норвегии и Швеции. Олигоценовые битуминозные менилитовые сланцы Карпат в значительной степени обогащены этими микроэлементами, а также ураном, который играет роль биокатализатора, главным образом в кремниевых водорослях. Вскрытые количества редких элементов не имеют в настоящее время практического значения. Однако они являются повышенными по сравнению с нормально прослеживаемыми в осадочных породах. Это, по нашему мнению, должно быть отражено на металлогенической карте Карпат, так как подобные явления наблюдались и на более широких пространствах (например, в юго-западной части Румынских Карпат). Считаю, что целесообразно учитывать на металлогенических картах также районы, где прослеживаются битуминозные сланцы и другие осадки ор-

ганического происхождения, содержащие повышенные количества этих микроэлементов.

Остается еще не решенной проблема происхождения меди во флише Польских Карпат (гидротермальное, биохимическое?), а также некоторых тяжелых металлов. Вероятно, ее можно решить, если больше внимания обращать на биохимические осадки.

В. ЯНОВИЧ, Ж. ИОНЕСКУ

(Бухарест, Академия наук СРР)

W. JANOWITSCH, J. IONESCU

(Akademie der Wissenschaften der RSR, Bucuresti)

По представленному макету коллектив румынских исследователей делает ряд замечаний.

Термин магматические относительно генетических типов месторождений лучше заменить термином жидко-магматические, а эксгальационно-осадочные — вулканогенно-осадочные, так как последний более обобщающий. Считаем необходимым включение типов пирометасоматических и гидротермально-метасоматических месторождений, а также знак, которым обозначаются месторождения неопределенного происхождения.

Относительно стадий тектоно-магматического цикла предлагаем применить термины первоначальный, синорогенный и субсеквентный.

Учитывая условия образования месторождений Румынских Карпат, предлагаем следующие интервалы температур, в которых они могли образовываться: 250, 200—360, 300°C, а по глубинности рекомендуем термины: вулканические (>750 м), субвулканические (1000—4000 м) и плутонические (<4000 м).

Так как смысл терминов относительно важности (величины) месторождений и рудопроявлений является произвольным, предлагаем исключить из легенды эти указания.

Для обозначения элементов и полезных ископаемых на металлогенических картах предлагаем использовать цвета, применяемые в легенде металлогенической карты Европы масштаба 1:2 500 000.

В специфических условиях месторождений Карпат считаем, что предложенная легенда для процессов гидротермального выветривания является очень детальной для масштаба 1:1 000 000 и рекомендуем применять общий знак как гидротермальное выветривание, или знак, который указывал бы ха-

ракторный преобладающий процесс (адуляризацию, серицитизацию, аргиллизацию и т. д.). Учитывая масштаб карты, мы считаем, что не целесообразно изображать ореолы дисперсии.

При изображении жильных минералов, а также карбонатов рекомендуем указывать только преобладающий минерал (кальцит, сидерит, родохрозит, магнезит и т. д.).

В главе «Вмещающие породы» предлагаем обозначить и метаморфизованные известковые или осадочные породы. Для упрощения легенды предлагаем, чтобы обозначения околорудных метасоматических пород были комбинированы с обозначениями площадей гидротермально измененных пород.

Что касается границ металлогенических категорий рекомендуем применять следующие термины: провинция, подпровинция, зона, район, поле и изолированное месторождение.

Со всеми предложенными упрощениями обозначения месторождений остаются все же очень загруженными, трудно разборчивыми и очень большими для масштаба карты. Легенда карты суммирует элементы, специфические как для карты полезных ископаемых, так и для металлогенической карты. Поэтому необходимо либо составить две отдельные карты (карту полезных ископаемых и металлогеническую), либо разработать одну металлогеническую. В последней предлагаем применить легенду, принятую для металлогенической карты Европы масштаба 1:2 500 000, к которой надо добавить детали масштаба 1:1 000 000.

Примером может быть металлогеническая карта масштаба 1:1 000 000 Социалистической Республики Румынии. Это предложение можно объяснить тем, что все страны Карпато-Балканской геологической ассоциации присоединились и содействовали разработке этой международной легенды.

В. В. ГРИЦИК

(Симферополь, Институт минеральных ресурсов)

W. W. GRIZIK

(Institut für Mineralschätze, Simferopol)

В своих выступлениях Е. Т. Шаталов, Б. Н. Ерофеев и Е. К. Лазаренко сделали основные выводы о том, что металлогенические карты должны содержать прогноз по направлению поисков полезных ископаемых и тем самым вносить практический вклад в расширение минеральной базы стран социалистического содружества. Таким требованиям в основном удовлетворяет металлогеническая карта Карпат масшта-

ба 1:1 000 000, составленная (в рабочем варианте) Э. А. Лазаренко.

Приведу некоторые дополнения по металлогении восточной части Украинских Карпат.

На металлогенической карте Карпат в пределах Мармарошского массива на территории Румынии и Чивчинского массива на территории Советского Союза следует нанести рудные проявления и месторождения полиметаллов, железа, марганца и золота. Не отмечены также проявления самородного свинца, меди, барита и золота на территории складчатой (флишевой) области Карпат и в молассовых породах Прикарпатья.

Следует также нанести на карту региональную рудную зональность, отмеченную Г. И. Князевым в Украинских Карпатах, начиная от Мармарошского массива и далее в северо-восточном направлении.

Подробнее рассмотрим рудопроявления самородного золота.

Нельзя полностью согласиться с высказыванием Э. А. Лазаренко о том, что золото Карпат связано только с андезитобазальтовым магматизмом неогенового возраста типа месторождений и рудопроявлений Бая-Маре и Береговского. Мы обнаружили коренное золото в землисто-марганцевых рудах хребта Прелучного и в скарновых породах тектонических зон дробления, прослеженных по ручьям Заставному и Баласинув. Кроме того, установлено россыпное золото во вторичных коллекторах-конгломератах соймульской свиты мела в бассейнах рек Жупаны, Перкалаб и в истоках Черного Черемоша.

В Предкарпатском краевом прогибе золото и серебро установлены в трускавецких и слободских конгломератах неогенового возраста. При этом в конгломератах мела и неогена золото встречается как в цементирующей массе, так и в валунах и гальках (преимущественно молочно-белого кварца).

Конгломераты соймульской свиты мела, как правило, залегают на размытой поверхности пород палеозойского метаморфического комплекса Мармарошского массива, выполняя небольшие, вероятно, изолированные межгорные котловины. В своем составе они содержат большой процент гравийно-галечного материала, представленного кварцем, кварцитами и другими породами метаморфического комплекса. Цементирующая масса конгломератов отличается высоким содержанием тяжелой фракции, на 80—90% сложенной гранатом. Золото в них сравнительно крупное (средний размер зерен 0,5—0,7 мм), слабоокатанное, часто в сростках с кварцем, баритом, хлоритом и довольно высокопробное. Средняя проб-

ность 950—960, чем резко отличается от низкопробного (500—550) золота Береговского и Бая-Марского месторождений.

Эти данные позволяют прийти к выводу о том, что основным источником золота Чивчинского кристаллического массива, в частности Мармарошского массива, служили гидротермальные месторождения золото-кварцевой формации палеозоя, связанные с герцинским орогенезом.

В Предкарпатье основным источником золота и серебра, вероятно, были кварцевые жилы палеозойской, ныне погребенной, кордильеры, простирающейся от Сандомирского кряжа до Добруджи. В палеогене и неогене эта кордильера была областью денудации, выступающей над уровнем моря (до 1—1,5 км) над геосинклинальным Карпатским прогибом в период накопления толщи моласс. Наиболее интенсивный размыв ее происходил в восточное время, результатом чего явилось «катастрофическое» накопление мощной толщи трускавецких и слободских конгломерато-брекчий, 60—70% которых представлены метаморфическими зеленокаменными породами, молочно-белым кварцем, кварцитами и др. Золото здесь также относительно крупное и высокопробное. В ассоциации с золотом в тяжелой фракции шлихов встречаются отдельные зерна самородного свинца, самородной меди, куприта, галенита и сфалерита.

Большой практический интерес имеет золото, обнаруженное нами в русловом аллювии среднего течения Черного Черемоша. Весовые содержания встречаются почти в каждой шлиховой пробе на участке русла протяженностью до 10 км. Зерна золота слабоокатанные, как правило, объемные и более крупные по сравнению с описанными выше. Средний размер зерен более 1 мм. Часто встречаются сростки золота с кварцем, реже — с баритом и магнетитом. Отдельные зерна покрыты железистыми и купритовыми «рубашками». В тяжелой фракции шлихов содержания золота повсеместно сопровождаются ассоциацией самородного свинца, меди, куприта и крупнозернистого барита. Средняя пробность золота 890—920.

Результаты исследования золота на этом участке свидетельствуют о том, что их источником могут быть терригенные крупнокластические породы флиша раховской зоны, надвинутые на Черногорский горный массив. Не исключено, что во время осадконакопления мелового и палеогенового флиша крупная Карпатская котловина была разделена палеозойско-мезозойским выступом Черногории, породы которого и были областью денудации. Именно этим расширяются перспективы поисков золотоносных вторичных коллекторов во флишевой толще Карпат, особенно вдоль обоих склонов Черногорского горного массива.

Определенный интерес представляют также и тектонические зоны дробления, развитые во флишевой толще Карпат с низкотермальной минерализацией горного хрусталя (мармарошского диаманта), кальцита, барита и реже — сульфидов. Эти зоны простираются в основном параллельно Черногорскому горному массиву и, судя по предварительным данным анализа аэрофотоматериалов, широко развиты.

Все эти данные получены нами в результате тщательного изучения материалов шлихового и мелкообъемного опробования руслового и террасового аллювия, элювиально-делювиальных отложений, а также протолочных проб конгломератов и линейных кор выветривания, широко развитых на тектонических зонах дробления пород кристаллического массива и флиша.

Безусловно, аналогичные структурно-геологические предпосылки в отношении золотоносности имеются и на территории Польши (Свентокшиские горы), Чехословакии (высокогорный массив флишевых Карпат), Румынии (от Мармарошского массива до Предкарпатского прогиба) и др. В этой связи следует объединить усилия геологов стран Карпато-Балканской ассоциации по выработке поисковых критериев и самих методов поисков ряда месторождений полезных ископаемых и, в частности, золота с предварительным нанесением перспективных участков на золото на представляемую металлогеническую карту Карпат.

Б. Н. ЕРОФЕЕВ

(Москва, отдел геологии Секретариата СЭВ)

B. N. JEROFEJEV

(Sektion für Geologie für
Sekretariat RGW, Moskau)

В 1971 г. XXV сессия Совета Экономической Взаимопомощи утвердила Комплексную программу дальнейшего углубления и совершенствования сотрудничества и развития социалистической экономической интеграции стран-членов СЭВ на длительную перспективу.

Комплексной программой предусмотрена разработка органами СЭВ прогнозов развития отдельных отраслей народного хозяйства во всех странах-членах СЭВ, в том числе и геологоразведочных работ.

В разделе Комплексной программы «Основные направления и задачи развития сотрудничества в области промыш-

ленности» указывается, что в целях более полного обеспечения растущих потребностей в продукции топливно-энергетических и сырьевых отраслей будет использованы различные формы сотрудничества, в том числе проведение совместных геологоразведочных работ для увеличения разведанных запасов необходимых видов сырья и топлива, включая изучение их ресурсов в морских акваториях, и создание международных организаций по производству, проектированию и строительству предприятий и научно-исследовательских организаций для решения наиболее крупных геологических, производственных и научно-технических проблем. Страны-члены СЭВ будут углублять сотрудничество и развивать социалистическую экономическую интеграцию в отдельных отраслях промышленности и в этих целях условились:

1) сосредоточить усилия в первую очередь на решении проблемы обеспечения запасами топлива и минерального сырья на длительную перспективу (10—20 лет), на усилении геологоразведочных работ, особенно по основным цветным металлам, на изучении минеральных ресурсов морских акваторий, Карпато-Балканской и Кавказской зон, территории Монгольской Народной Республики и других перспективных регионов стран-членов СЭВ и на проведении специализированных геологических исследований и консультаций по отдельным вопросам геологии, экономической оценки территорий и отдельных месторождений минерального сырья;

2) заинтересованные страны-члены СЭВ будут проводить периодические оценки прогнозных запасов минерального сырья;

3) продолжать сотрудничество, направленное на разработку и оснащение геологоразведочных и буровых работ прогрессивным, соответствующим современному мировому уровню, геофизическим, геологоразведочным и буровым оборудованием, а также аппаратурой, включая оборудование и аппаратуру для исследований морских акваторий;

4) провести в ближайшие годы работы по специализации производства установок для бурения на твердые полезные ископаемые (в соответствии с принятым единым нормальным рядом) для геологической разведки полезных ископаемых, гидрогеологии и инженерной геологии.

Почти все проблемы и задачи, предусмотренные Комплексной программой, включены в план работы Постоянной Комиссии СЭВ по геологии на 1971—1975 гг.

В Комплексной программе предусмотрены большие важные проблемы по научно-техническому сотрудничеству для совместной их разработки странами СЭВ в области геологии. В частности, утверждена проблема «Геология и металлогения

Карпато-Балканской и Кавказской зон». В связи с этим мы постараемся учесть все, что сделано по данному вопросу и использовать материалы Карпато-Балканской ассоциации (с соответствующими ссылками на использованные материалы) для успешной разработки этой проблемы в Постоянной Комиссии СЭВ по геологии.

Программа работ по проблеме «Геология и металлогения Карпато-Балканской и Кавказской зон» должна быть утверждена на очередном заседании Комиссии СЭВ по геологии.

Рассмотрим некоторые вопросы обоснования, содержания и задачи работы по этим важным исследованиям. Руководителем (страной-координатором) всех работ по проблеме является делегация Народной Республики Болгарии в Постоянной Комиссии СЭВ по геологии. Странами-участницами работ являются: ВНР, ПНР, СССР, ЧССР.

Разработка настоящей проблемы предусмотрена планом координации научных и технических исследований Комиссии на 1971—1975 гг.

Как известно, в Карпато-Балканской и Кавказской зонах наиболее перспективны поиски марганцевых, хромитовых, медно-молибденовых, медных, полиметаллических, золотых, ртутных, отчасти железных и некоторых других руд.

Работы по проблеме предусматривается проводить преимущественно на основе анализа имеющихся в странах-членах СЭВ научно-технической литературы и фактических материалов по геологии и рудоносности Карпат, Балкан и Кавказа, а новые исследования — только в целях выяснения наиболее существенных и спорных вопросов.

В целях более полного освещения структурного обрамления Черного моря и прослеживания структурно-металлогенической связи Балкан и Кавказа в сводную работу по изучаемому району будут включены материалы по смежным территориям.

При подготовке программы были учтены и использованы соответствующие материалы Карпато-Балканской геологической ассоциации; предусматривается также увязка работ по темам проблемы с исследованиями, проводимыми КБГА.

В целях повышения эффективности исследований в необходимых случаях специалисты будут знакомиться с месторождениями наиболее важных видов минерального сырья, расположенных в пределах Карпатской, Балканской и Кавказской зон.

Программой исследований предусматриваются главные направления работ по проблеме: составление и согласование с делегациями специалистов стран СЭВ методики работы; уточнение тектонической карты всего региона с целью исполь-

зования ее как основы всех металлогенических построений (использование тектонической карты Карпато-Балканской зоны, составленной делегацией ЧССР по поручению КБГА); составление карт геологических формаций с предварительной разработкой их классификаций (осадочных, магматических, метаморфических, рудных); составление металлогенической карты.

Большое внимание должно уделяться разработке общей методики работ, включающей условные обозначения различных карт, критерии выделения геологических формаций и их классификацию, принципы тектонического и металлогенического районирования, критерии перспективной оценки отдельных видов полезных ископаемых на конкретных территориях, типовую программу описания месторождений, необходимый комплекс таблиц, списки иллюстративного материала и т. д.

Мы уверены, что разработка данной комплексной проблемы усилит научное сотрудничество стран-членов СЭВ в региональном геологическом и металлогеническом изучении территорий стран-участниц и укрепит сырьевую базу стран-членов СЭВ. Проблема предусматривает разработку многих тем.

Тема 1. Составление сводной тектонической карты Карпато-Балканской и Кавказской зон в масштабе 1:1 000 000 для целей металлогенического районирования. Для этого предусматривается: а) разработка и согласование единой методики; б) характеристика и составление карты глубинной структуры Карпато-Балканской и Кавказской зон с учетом геофизических данных СССР; в) тектоническое районирование Карпато-Балканской и Кавказской зон и типизация их структурных элементов.

Страна-организатор работы по теме — ЧССР. Страны-участницы: НРБ, ВНР, ПНР, СРР, СССР.

Тема 2. Составление карт геологических формаций Карпато-Балканской и Кавказской зон в масштабе 1:1 000 000, а именно: а) осадочных и вулканогенно-осадочных формаций по предварительно разработанной классификации (ПНР, СССР); б) магматических формаций по предварительно разработанной классификации (НРБ); в) метаморфических формаций по предварительно разработанной классификации (ВНР); г) рудных формаций по предварительно разработанной классификации этих формаций и их генетических типов (СССР, НРБ).

Возможно составление других карт и материалов, необходимость которых выявится в процессе работ, с использованием данных КБГА.

Страна-организатор по теме — ПНР. Страны-участницы: НРБ, ВНР, СРР, СССР, ЧССР.

Тема 3. Характеристика типичных месторождений главных рудных формаций Карпато-Балканской зоны и Кавказа.

Страна-организатор работы по теме — СССР. Страны-участницы: НРБ, ВНР, ПНР, СРР, ЧССР.

Тема 4. Составление металлогенической карты и металлогеническое районирование Карпато-Балканской и Кавказской зон в масштабе 1:1 000 000. Для этого предусматриваются: а) разработка принципов металлогенического районирования и составление металлогенических карт (СССР); б) составление легенды металлогенических карт (СССР, НРБ); в) составление макетов металлогенических карт территорий стран-участниц в масштабе 1:1 000 000; г) составление макета металлогенической карты всего региона в масштабе 1:1 000 000 (НРБ) для его обсуждения специалистами стран; д) составление окончательной металлогенической карты в масштабе 1:1 000 000 (НРБ).

На карте будет отражена металлогеническая зональность региона, выделены перспективные рудоносные площади и закономерности размещения рудных формаций.

Страна-организатор работы по теме — НРБ. Страны-участницы: ВНР, ПНР, СРР, СССР, ЧССР.

В объяснительной записке к карте будут отражены главные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых и критерии их прогнозирования, общие перспективы расширения минерально-сырьевых ресурсов Карпато-Балканской и Кавказской зон (по отдельным видам полезных ископаемых). Решать основные вопросы необходимо на научном анализе всех факторов рудоносности. При выполнении программы работ по проблеме предполагается изучение ряда полезных ископаемых.

Металлические ископаемые		Неметаллические ископаемые
Железо	Алюминий	Исландский шпат
Марганец	Золото	Серный колчедан
Титан	Серебро	Сера
Хром	Олово	Плавиковый шпат
Медь	Вольфрам	Магнезит
Свинец	Молибден	Барит
Цинк	Ртуть	Фосфорит
Никель	Сурьма	Кварц для плавки
Кобальт	Бор	Калийные соли
		Каменная соль

Страны-организаторы должны составить проекты рабочих программ по всем четырем темам до 1 января 1972 г. Согласование этих программ и общей методики работ со странами-

участницами, уточнение сроков и этапов работы по темам будет проведено на совещании специалистов в НРБ.

Основной задачей работ по «Геологии и металлогении Карпато-Балканской и Кавказской зон» в конечном счете будет определение закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и составление прогнозных карт по перспективным территориям, необходимых для правильного выбора направления геологопоисковых работ в странах.

Как известно, в Карпато-Балканской и Кавказской зонах средиземноморского металлогенического пояса имеются многочисленные месторождения цветных, черных, редких и благородных металлов, а также других полезных ископаемых.

Комиссия СЭВ проектирует разработку проблемы преимущественно на основе анализа имеющихся в странах фактических материалов по геологии рудоносности Карпат, Балкан и Кавказа.

Комиссия считает целесообразным и необходимым проводить совместную работу по отдельным темам между Карпато-Балканской геологической ассоциацией и Постоянной Комиссией СЭВ по геологии, особенно по вопросам, над которыми еще будут продолжаться исследования в странах КБГА.

В заключение остановимся на некоторых частных замечаниях по проекту условных обозначений к макету металлогенической карты Карпат. К сожалению, этот макет получен нами очень поздно, и мы не смогли его глубоко изучить. Можно предварительно только отметить его значительную сложность и, как нам кажется, недостаточно четкую изобразительность, что может затруднить пользование составленной металлогенической картой Карпат.

В связи с этим нам представляется целесообразным, учитывая довольно мелкий миллионный масштаб карты, исключить из макета такие разделы: «Площади гидротермально измененных пород», «Шлиховые ореолы рассеяния» (в них, кстати, не очень удачно включены нехарактерные для шлихов такие минералы, как реальгар, галенит, сфалерит и почему-то пропущены вольфрамит и шеелит), «Жильные минералы», «Вмещающие породы» и «Околорудные метасоматические породы». Считаю, что сведения, содержащиеся в перечисленных разделах макета условных обозначений, без ущерба для качества карты могут быть приведены в объяснительной записке к ней, которая должна быть составной частью работ.

Для большей читаемости и наглядности карту желательно сделать на облегченном схематическом геологическом фоне, а различные полезные ископаемые на ней, кроме цветной окраски знаков, предусмотренной легендой, фиксировать еще химическими индексами.

Ф. И. ЖУКОВ

(Киев, Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

F. I. ZHUKOW

(Institut für Geochemie
und Physik Mineralien Akademie
der Wissenschaften der Ukrainischen SSR, Kiev)

Прежде всего хочется отметить всю сложность комплекса задач, которую пришлось преодолеть авторам макета металлогенической карты Карпат и условных обозначений к карте масштаба 1:1 000 000 Карпато-Балканского региона. В какой-то степени многие из этих задач удалось разрешить, несмотря на разноречивость материалов, полученных из разных стран, входящих в КБГА.

В представленных материалах существуют некоторые проблемы, устранение которых, на наш взгляд, позволило бы улучшить саму карту и условные обозначения к ней.

1. Выделение структурных этажей в ядре Карпато-Балканской области не совсем правомерно. Здесь традиционно выделяют два крупных тектонических цикла развития (в понимании В. Е. Хаина): доальпийский и альпийский. Исключая из рассмотрения (по нашей некомпетентности) альпийский, мы склонны доальпийский цикл разделить на три субцикла, которые имеют черты цикличности в пределах крупных интервалов тектонической активности: рифейский, каледонский и герцинский. Для каледонского и герцинского субциклов известно крупное трансгрессивное начало. К концу субцикла обычно происходила элевация отдельных тектонических блоков, что в одних случаях приводило к выпадению верхних частей субцикла из разреза (например, силура и девона в Восточных Карпатах, Западных горах), а в других — накоплению регрессивных фаций [верхние части мезометаморфической (рифейской) серии Мармароша, Балканид; верхи силура в СРР; повсеместная регрессия в конце перми; Жуков, 1965; Жуков, Янев, 1971]. Наконец, среди многочисленных фаз тектонической активности в течение протерозоя — верхнего палеозоя выделяются три максимума (Семененко и др., 1969; Данилович, 1970), приведшие к образованию различно регионально-метаморфизованных пород: байкальский (формирование рифейской складчатой гнейсовой толщи — амфиболитовая стадия); арденский, бретонский и судетский (образование каледонского зеленосланцевого ядра региона) и пфальский, приведший к слабому метаморфизму пород верхнего палеозоя.

2. Выделенным субциклам будут соответствовать идентичные по наименованиям структурные яруса (в понимании

Ф. И. Вольфсона): рифейский, каледонский и герцинский. Каждому из них присущи свои литологические и магматические формации. Например, для рифейского структурного яруса характерна офиолитовая формация с сульфидно-никелевой и магнетитовой формациями, для каледонского — субмаринная вулканогенная спилит-кератофировая, кварц-порфировая, вулканогенно-осадочная формация с медно-колчеданной, уран-медно-полиметаллической, полиметаллической, колчеданной и марганцевой рудными формациями.

3. На карте и в условных обозначениях необходимо выделить два цикла интрузивного древнего магматизма (рифейского и герцинского), что известно из работ А. Бойко, Н. Семеновко, М. Дессилы-Кодарчи и др., а также ряд синхронных для Карпато-Балканской области циклов древнего вулканизма, что известно из работ Ф. Жукова и др.

4. Генетическая классификация древних рудных месторождений должна отвечать этапам развития региона в домезозойский период. На ранней стадии (в рифее, кембрии и силуре) формировались вулканогенные месторождения стратиформного типа в субмаринных условиях, на средней (в карбоне и нижней перми) — плутогенные, на конечной (в пермское время) — вулканогенные рудные месторождения в субконтинентальной обстановке.

Г. И. КНЯЗЕВ

(Днепропетровск, Институт минеральных ресурсов)

G. I. KNJASEW

(Institut für Mineralschätze, Dnepropetrowsk)

Макет металлогенической карты Карпат масштаба 1:1 000 000 — одна из первых попыток анализа региональных закономерностей пространственного размещения эндогенного оруденения в пределах этой обширной рудной провинции, охватывающей территорию нескольких стран — СССР, ЧССР, СРР, ПНР, ВНР. На карте и в условных обозначениях к ней отражены: 1) основные этапы геологического развития; 2) структурные этажи; 3) тектоно-металлогеническое районирование; 4) связь оруденения с магматическими формациями; 5) возраст оруденения; 6) минералого-генетические типы руд и 7) гидротермальные околорудные изменения пород. Основные черты металлогении данного района освещены в работах Е. К. Лазаренко (1962), Е. К. Лазаренко, Э. А. Лазаренко (1963, 1964) и других исследователей. Макет карты является существенным вкладом в познание металлогении Карпатской

складчатой области и, несмотря на мелкомасштабность, может использоваться для прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

В частности, отчетливо выявилась первостепенная рудо-контролирующая роль альпийских подвижных зон, обрамляющих Паннонский (Венгерский), Трансильванский и Чешский срединные массивы. Преимущественная концентрация эндогенного оруденения в мобильных зонах, окаймляющих срединные массивы, обусловила появление своеобразных рудоносных овалов, относящихся к категории замкнутых рудных поясов (Князев, 1967). Это одна из ведущих региональных закономерностей пространственного размещения эндогенного оруденения в Карпатской металлогенической провинции.

Паннонский срединный массив, окаймленный альпийскими складчатыми сооружениями, — пример влияния консолидированных массивов на размещение эндогенного оруденения. Он окружен почти со всех сторон рудными районами (Восточные Карпаты и горы Апусени в Румынии, рудные районы восточной окраины Чехословакии, северных окраин Венгрии и Югославии). Закарпатский рудный район, расположенный в пределах СССР, представляет собой не что иное, как фрагмент (северо-восточный сегмент) рудного овала, опоясывающего Паннонский срединный массив. Примыкающий с востока к Паннонскому массиву Трансильванский срединный массив также обрамлен альпийскими складчатыми зонами, которые характеризуются широким развитием эндогенного оруденения (в районе Бая-Маре, в горах Апусенях, в Восточных и Южных Карпатах). К рудному поясу, окаймляющему Трансильванский срединный массив, тяготеет юго-восточная окраина Закарпатского рудного района СССР, охватывающего Раховские и Чивчинские горы.

Оконтуривание замкнутых рудных поясов при последующей детализации составленного макета металлогенической карты Карпат позволит выделить новые перспективные районы в слабо изученных и недостаточно опоскованных интервалах замкнутых рудных поясов.

При пополнении и уточнении макета металлогенической карты необходимо уделить особое внимание выявлению региональной рудной зональности, подобной той, которая установлена в советском секторе Карпат.

В поперечном направлении советского сектора Карпатской складчатой области, с продвижением с юго-запада на северо-восток, установлена последовательная смена нескольких типов гидротермального оруденения. На юго-западной окраине Закарпатья доминирует полиметаллическое и золото-полиметаллическое оруденение, локализованное в сарматских осадочно-

эффузивных и отчасти более древних образованиях (Раховский массив). Северо-восточнее полосы распространения полиметаллического оруденения, в пределах Выгорлат-Гутинской гряды неогеновых вулканогенных образований и внутренней антиклинальной зоны Карпат, преобладает ртутное оруденение. Далее к северо-востоку, в Петрошской зоне флишевых Карпат развито сурьмяно-мышьяковое оруденение антимонит-реальгар-аурипигментовой формации.

И, наконец, еще северо-восточнее, вдоль внутренней зоны Предкарпатского передового прогиба и внешней антиклинальной зоны Карпат, параллельно полиметаллической, ртутной и сурьмяно-мышьяковой рудным зонам, следует полоса распространения телетермального медного (медистые песчаники) и свинцово-цинкового оруденения, приуроченного к третичным отложениям. Типичным представителем этого типа оруденения может быть Трускавецкое полиметаллическое месторождение (Лазаренко, 1947). Четко локализуясь в пределах Предкарпатского передового прогиба и внешней антиклинальной зоны Карпат, телетермальное медное и свинцово-цинковое оруденение занимает в намеченной рудной зональности закономерное замыкающее положение.

В полном соответствии с наблюдаемой последовательной сменой в пространстве полиметаллической, ртутной и сурьмяно-мышьяковой рудных зон происходило и образование соответствующих им продуктивных минеральных ассоциаций в месторождениях Закарпатья и Карпат (Мерлич, 1959; Лазаренко и др., 1963, 1964). Наиболее ранним является полиметаллическое и золото-полиметаллическое оруденение, формировавшееся в два этапа: первый — существенно пиритовый и второй — золото-полиметаллический (Князев, 1969). Во втором этапе по структурам пересечения и замещения установлено две-три близко одновременные минеральные ассоциации: галенит-сфалеритовую (преобладает), халькопиритовую с подчиненным сфалеритом и пирит-марказитовую. Выявлено три ведущие золотоносные минеральные парагенетические ассоциации: золото-галенитовую, золото-сфалерит-халькопиритовую и золото-кварцевую. Наиболее ранней является первая; вторая и третья близко одновременны.

С полиметаллическим оруденением тесно связана в пространственном и возрастном отношении баритовая минерализация, поэтому некоторые месторождения и рудопроявления являются комплексными, барито-полиметаллическими (Бегань).

Следующим по времени проявления является ртутное оруденение (Мерлич, 1959; Лазаренко и др., 1963). Установлено, что в Вышковском и других районах Закарпатья ртутное оруденение накладывается на полиметаллическое и отделено

от него тектоническими подвижками. Для ртутных рудопоявлений характерны следующие минералы (в порядке выделения): метациннабарит, марказит, горный хрусталь, халцедон, барит, сидерит, кальцит, киноварь и гатчеттит; очень редко встречается антимонит.

К более позднему этапу гидротермальной деятельности относится мышьяково-сурьмяная минерализация, включающая (в порядке выделения): горный хрусталь, антимонит, реальгар, аурипигмент. Спорадически встречаются метациннабарит и киноварь, которые выделялись, вероятнее всего, вслед за горным хрусталем (Мерлич, 1959).

Порядок образования перечисленных минеральных комплексов, установленный в полиметаллических, ртутных и сурьмяно-мышьяковых месторождениях, повторяется чередованием зон их доминирующего распространения в пространстве. Очевидно, в данном районе региональная рудная зональность обусловлена закономерной направленностью развития рудного процесса во времени и пространстве.

В связи с этим приобретает особое значение подмеченная М. Кутаном (1949) поступательность в развитии неогенового вулканизма в Восточных Карпатах. Вулканическая деятельность на юго-западе Закарпатья, в Берегово-Бая-Марской зоне, происходила в тортон-нижнесарматское время. В следующей к северо-востоку Выгорлат-Гутинской зоне вулканические излияния начались в нижнем сармате и продолжались в паннон-левантийское время. Отсюда видно, что центры вулканизма в неогеновое время перемещались в направлении с юго-запада на северо-восток. В ходе этого процесса изменялся и состав излившихся лав от преимущественно липаритового (более раннего) на юго-западе (Береговское Холмогорье) до андезито-базальтового на северо-востоке (Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда). Поскольку направление миграции неогеновой вулканической деятельности совпадает с последовательностью проявления неогенового гипогенного оруденения в пространстве и времени, естественно, напрашивается вывод, что наблюдаемая региональная рудная зональность предопределена миграцией в этом же направлении очагов вулканизма, с которыми генетически связано оруденение.

Намеченные зоны развития различных типов эндогенного оруденения, очевидно, распространяются в смежные районы Румынии, Венгрии, Чехословакии и Польши. Их следует очертить при уточнении и пополнении макета металлогенической карты Карпат. Расшифровка региональной рудной зональности имеет первостепенное значение для прогнозирования и направления поисковых работ.

О. И. МАТКОВСКИЙ

(Львов, Государственный университет им. Ив. Франко)

O. I. MATKOWSKI

(Ivan Franko Universität, Lwow)

При обсуждении макета металлогенической карты Карпат хочу остановиться на особенностях размещения и некоторых вопросах генезиса колчеданных месторождений и рудопроявлений в Мармарошском массиве.

Мармарошский массив, являющийся одним из важнейших структурных элементов Восточных Карпат, отличается по своим геологическим и металлогеническим особенностям от всех остальных зон Карпат. Основная часть массива расположена на территории Румынии (Марамурешские и Быстрицкие горы, горы Родно, Джумапэу, Парэу, Хэгимаш и Чук), а северо-западное окончание его относится к Украинским Карпатам (Раховские и Чивчинские горы).

На массиве выявлены различные месторождения и проявления полезных ископаемых, среди которых важное значение имеют сульфидные руды цветных металлов.

Сульфидные месторождения и рудопроявления можно разделить на две большие группы: 1) метаморфизованные сульфидные месторождения, генетически тесно связанные с кристаллическими породами массива (с их формированием и процессами метаморфизма); 2) неметаморфизованные месторождения, залегающие как в кристаллических сланцах, так и в изверженных породах (андезитах) неогенового возраста, и генетически связанные с верхнетретичным магматизмом.

Месторождения второй группы не имеют регионального распространения и на территории СССР не обнаружены. Среди сульфидных месторождений и рудопроявлений первой группы выделяются: стратиформные колчеданно-полиметаллические и минеральные комплексы, связанные общностью генезиса; секущие жильные полиметаллические или баритополиметаллические минеральные комплексы, приуроченные к зонам тектонических нарушений в метаморфических породах. Последние имеют подчиненное значение и нередко бывают наложенными на первые. Несмотря на значительные динамометаморфические преобразования, в этих минеральных комплексах довольно отчетливо проявляются признаки первично-гидротермального происхождения. Более сложной является проблема генезиса стратиформных сульфидных руд, наиболее распространенных в Мармарошском массиве и являющихся в промышленном отношении наиболее перспективными для добычи свинца, цинка и меди. Эти руды образуют

единую древнейшую металлогеническую колчеданно-полиметаллическую формацию Восточных Карпат.

В геологическом строении Мармарошского массива четко выделяются две крупные стратиграфические единицы. Первая сложена сплошным полем кристаллических пород фундамента домезозойского возраста, вторая — чехлом осадочных образований перми, триаса, юры, мела и палеогена, которые сохранились только в виде отдельных изолированных останцов.

Стратиформные сульфидные месторождения и рудопроявления приурочены к зоне, протягивающейся на расстояние около 200 км вдоль восточного края Мармарошского массива, от месторождения Бэлан на юге до северо-западного окончания в Раховских горах. Эта зона проходит параллельно структуре восточно-карпатского ядра. Здесь известны месторождения: Фундул-Молдовой, Бэлан, Пожорита, Бурлоя, Лешул-Урсулуй (наибольшее), Гура-Бэйи, Валя Колбулуй и другие (в Румынии), а также рудопроявления: Полонское, Баласицув, Лостунец, Малахитовое и другие (на территории Украинских Карпат).

Все месторождения и рудопроявления приурочены к вулканогенно-осадочному комплексу (свите) верхней части разреза кристаллического фундамента. Они, как правило, контролируются выходами метаморфизованных кислых эффузивов. Наличие последних в метаморфических сланцах является поисковым признаком для месторождений подобного типа.

Для сульфидных месторождений и рудопроявлений характерен довольно четкий стратиграфический контроль. По морфологии и условиям залегания рудные тела представляют собой преимущественно согласные пласто- и линзообразные залежи и вкрапленные минерализованные зоны. Редко отмечаются тонкие прожилки, резко выклинивающиеся по простиранию, секущие как сплошные сульфидные руды, так и кварцевые жилы и вмещающие сланцы. Рудные пласты и линзы совместно с вмещающими породами смяты в складки. Протяженность рудных тел на румынских месторождениях достигает 1—2 км, мощность — до 10—16 м. Они вскрыты до глубин 150—200 м. Характерно, что рудные тела располагаются в рудоносной зоне на различных стратиграфических уровнях.

Минеральный состав и текстурно-структурные особенности стратиформных сульфидных месторождений очень разнообразны. По минеральному составу выделяются серно- и медно-колчеданные, а также колчеданно-полиметаллические руды. Наиболее развит пирит, в большинстве случаев меденосный; содержание его в рудах составляет 50—80%. В медно-колчеданных месторождениях главным минералом является также халькопирит. Второстепенные минералы представлены магне-

титом, пирротином, сфалеритом, галенитом, тетраэдритом, бурнонитом, касситеритом. Из нерудных минералов содержатся кварц, хлорит, серицит.

Для колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений, помимо пирита, главными минералами являются сфалерит и галенит, иногда пирротин и халькопирит, второстепенными — арсенопирит, тетраэдрит, бурнонит, марказит, висмутин, касситерит, молибденит. Нерудные минералы представлены кварцем, баритом, хлоритом и серицитом.

Содержание полезных компонентов крайне изменчиво: устанавливается первичная зональность как для месторождений в целом, так и для отдельных рудных тел. Так, на ряде месторождений (Лещул-Урсулуй, Фундул-Молдовой и др.) рудные залежи, расположенные на более глубоких стратиграфических уровнях, обогащены медью, тогда как лежащие выше залежи богаче цинком и свинцом. Содержания меди, цинка и свинца в одном и том же рудном теле-пласте изменяется. Лежащий бок обычно обогащен медью, а висячий — свинцом и цинком. Иногда рудные тела в центральной части сложены преимущественно пиритом, а по периферии обогащены сульфидами свинца, цинка и меди. Околорудные изменения вмещающих пород вблизи стратиформных месторождений и рудопроявлений выразились в их окварцевании, серицитизации, хлоритизации и пиритизации.

Вопросы генезиса сульфидного оруденения в метаморфических комплексах представляют сложную проблему не только в пределах изучаемого района, но и в эндогенном рудообразовании подобного типа вообще. Вместе с тем они вызывают большой интерес в связи с пересмотром роли осадочного, вулканогенного и метаморфического процесса в формировании месторождений полезных ископаемых.

В отношении генезиса стратиформных колчеданных руд Восточных Карпат существуют противоречивые взгляды. Они могут быть сгруппированы в три основных направления.

1. Сульфидные руды представляют собой гидротермальные послеметаморфические образования.

2. Сульфидные залежи претерпели региональный метаморфизм. Дометаморфическая природа их трактуется по-разному. Одни исследователи считают сульфидные руды гидротермальными жилами, или импрегнациями, другие — осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями.

3. Сульфидные руды генетически связаны с региональным метаморфизмом. Подобная связь предполагается для полиметаллических руд Раховского района, месторождения Лещул-Урсулуй и некоторых колчеданно-полиметаллических ру-

допроявлений Чивчинских гор. Частичную мобилизацию рудного вещества в процессе метаморфизма признают и некоторые исследователи второго направления.

Из приведенных точек зрения на генезис колчеданных залежей полностью исключается первое направление, так как оно не согласуется со стратиграфическим и структурным положением, формой рудных тел, особенностями минерального состава, текстур и структур руд. Две последние точки зрения можно объединить, так как формирование сульфидных руд колчеданно-полиметаллического комплекса тесно связано не только с первичным образованием всех осадочно-вулканогенных отложений, но и с последующим их метаморфизмом. Они являются полигенными образованиями, понять которые можно лишь с учетом длительности их развития и эволюции процесса рудообразования от синтетического отложения вещества в период формирования рудовмещающих толщ до последующего эпигенетического накопления рудной массы, осуществляющегося после возникновения и даже перерождения этих толщ (Смирнов, 1970).

Наиболее сложным является выяснение характера и особенностей первичного накопления рудного материала, которые сильно затушевываются последующими изменениями. На основании приведенного выше фактического материала основную массу сульфидных руд можно относить к первичным вулканогенно-осадочным образованиям. Это подтверждают пластовая и согласная формы залегания рудных тел, их приуроченность к пара- и ортопородам, переслаивание руды со сланцами, текстурно-структурные особенности и состав руд. Кроме того, могут быть, очевидно, и предметаморфические гидротермальные рудопроявления. Главным первоисточником рудного вещества были в основном вулканические эксгаляции и частично гидротермальные растворы, которые выносили на дно моря минеральную массу, осевшую в виде пластовых колчеданных залежей, а также образовывали небольшие прожилковые выделения и зоны импрегнаций. По классификации В. И. Смирнова (1969), они относятся к осадочно-эксгаляционно-гидротермальным образованиям. Генетически эти эксгаляции и гидротермы были связаны с кислым кварц-кератофировым геосинклинальным вулканизмом, происходившим вдоль линейно ориентированных зон нарушений. Об этом свидетельствует нахождение сульфидных залежей непосредственно в метаэффузивах кислого состава. Вкрапленные почти чисто пиритовые или пирит-марказитовые рудопроявления в углеродсодержащих сланцах, возможно, образовались чисто осадочным путем. Не исключен в некоторых случаях и смешанный источник рудного материала.

Если рассматривать сульфидные руды колчеданно-полиметаллического комплекса как вулканогенно-осадочные образования, то их возраст совпадает со временем формирования вмещающих пород, датируемым нижним палеозоем.

В процессе регионального метаморфизма происходит не только собирательная перекристаллизация сульфидных руд, сопровождавшаяся образованием порфиробластов пирита, но и переотложение и новообразование рудных минералов. Главная мобилизация рудного вещества (особенно меди, свинца, цинка), очевидно, происходила в регрессивную (гидротермальную) стадию рассматриваемого метаморфизма, идущую вслед за прогрессивной. Источником растворов и рудных компонентов были осадочно-вулканогенные породы, подвергшиеся прогрессивному метаморфизму.

Гидротермальный характер растворов подтверждают данные изучения включений в жильном кварце, как безрудном, так и несущем сульфидную, чаще всего медную, а также свинцово-цинковую минерализацию. По данным румынских геологов, кварц из рудных тел и вмещающих кристаллических сланцев имеет приблизительно одинаковую температуру образования (155—188°C). Нашими исследователями (Матковский, 1971) как в рудоносном, так и в безрудном кварце установлены включения с различной температурой гомогенизации: 310—340 и 180—210°C. Последний интервал температур обычно характерен для включений, приуроченных к трещинам. Наличие их свидетельствует о наложенных процессах минералообразования.

Гидротермально-метаморфические мобилизации отмечаются и среди сплошных сульфидных залежей. Они в основном представлены кварц-халькопиритовыми (иногда со сфалеритом) прожилками или обособлениями, расположенными в периферических частях колчеданно-полиметаллических рудных тел. Наблюдаются также случаи наложения гидротермально-метаморфической минерализации на первичные колчеданные руды. Она проявляется в образовании новой парагенетической ассоциации: пирит-халькопирит-сфалерит-галенит, часто цементирующей совместно с кварцем катаклазированные зерна пирита, реже арсенопирита. В результате такого наложения образуются колчеданно-полиметаллические руды. Эти факты иногда приводят как доказательство только послеметаморфического образования данных руд. Однако нередкая приуроченность рудных минералов к послойным кварцевым жилам, сингенетичность которых с вмещающими метаморфическими породами не вызывает сомнения, противоречит этому.

Гидротермальное рудообразование, связанное с регрессивной стадией метаморфизма, сопровождалось интенсивным ме-

тасоматическим изменением вмещающих пород (окварцеванием и серицитизацией), в результате чего возникли осветленные сланцы, состоящие главным образом из серицита и кварца, редко — хлорита. Отмечаются участки, особенно около кварцевых жил, состоящие почти из одного серицита (серицитолиты). Характерной особенностью этих пород является наличие многочисленной мелкой вкрапленности рудных минералов и иголочек рутила, что типично для серицитосодержащих гидротермально измененных пород (Курек и Курек, 1954).

Метасоматические изменения сопровождалось разложением фемических минералов (главным образом хлорита) и полевых шпатов с замещением их серицитом и кварцем. Освобождавшиеся в процессе этого замещения рудные компоненты, особенно железо, фиксировались обильным выделением сульфидов. Судя по возрасту серицита (270—300 млн. лет), гидротермально-метасоматические изменения, вероятно, происходили в заключительные стадии герцинского метаморфизма.

Б. В. МЕРЛИЧ

(Львов, Государственный университет им. Ив. Франко)

B. W. MERLITSCH

(Ivan Franko Universität, Lwow)

Первая схема металлогенического районирования Советского Закарпатья предложена нами в 1958 г. Были выделены три неогеновые рудоносные зоны, протягивающиеся в северо-западном направлении: Чопско-Вышковская, Закарпатского глубинного разлома и Петрошская.

Чопско-Вышковская рудоносная зона приурочена к Припаннонскому глубинному разлому, находящемуся на сочленении Закарпатского прогиба и Паннонского массива, и включает два рудных района — Береговский и Вышковский с полиметаллическим и ртутным оруденением. В Румынии к этой зоне относится район Бая-Маре, в котором развиты полиметаллические месторождения. Вторая рудоносная зона контролируется Закарпатским глубинным разломом, расположенным на сочленении флишевых Карпат и Закарпатского прогиба, и характеризуется ртутным оруденением, известным в Оленевском и Перечинском районах и в районе Мерник в пределах Словакии. Третья, Петрошская, рудоносная зона располагается в пределах флишевых Карпат в полосе развития

дифференцированных колебательных движений во флишевом бассейне в эоцене и олигоцене — прогибаний в пределах Центральной синклиналиной зоны и относительных поднятий в Петрошской зоне.

Таким образом, на наш взгляд, рудоносные пояса Закарпатья закономерно приурочены к зонам сочленения региональных геоструктур с различным режимом тектонического развития. Главным элементом таких зон являются глубинные разломы и сопряженные с ними поднятия фундамента, развитие которых определяет магматизм и металлогеническую характеристику выделенных рудоносных зон.

Этот принцип положен нами в основу металлогенического районирования прилегающих к Закарпатыю Внутренних Карпат.

Для металлогенических построений важно выяснить глубинное строение Внутренних Карпат, установить закономерности тектонического развития донеогенового фундамента Закарпатского прогиба и Паннонского массива и, в частности, решить вопрос о существовании и характере развития Припаннонского разлома до неогена. Решать эти вопросы можно на основании материалов глубоких скважин, вскрывших донеогеновый фундамент Закарпатского прогиба (50 скважин) и Паннонского массива (200 скважин), а также выступов фундамента в Восточной Словакии, Венгрии и Румынии. Материалы по Закарпатыю обобщены в работах М. И. Петрашкевича, О. С. Вялова, В. И. Хоменко и автора, по Венгрии — Э. Вадаса, Д. Вейна и в «Геологической карте палеозойско-мезозойского фундамента Венгрии» масштаба 1 : 500 000, по Румынии — Н. Онческу (1960).

Большинство исследователей рассматривает донеогеновый фундамент Закарпатского прогиба как структуру, состоящую из параллельных структурно-фациальных зон, простирающихся в северо-западном направлении и являющихся продолжением структур Западных Карпат, по крайней мере, для западной части прогиба (Чопская впадина).

Паннонский массив представлял собой структурно однородную массу только в докембрии и низах палеозоя. Начиная с девона, в результате дифференциации тектонических движений массив приобретает гетерогенную структуру, характеризующуюся чередованием вытянутых в северо-восточном направлении торговых депрессий и гребневидных поднятий.

В верхнемеловом — палеогеновом цикле развития Паннонского массива дифференциация тектонических движений возросла и вследствие этого осадочные трюги были уже и короче с развитием узких сбросовых грабенов, но унаследо-

вали северо-восточное направление. Наиболее крупной структурой является верхнемеловой-палеогеновый флишевый трог, протягивающийся в северо-восточном направлении к границам Закарпатья и здесь меняющий простирание на широтное, а затем на юго-восточное.

В строении донеогенового фундамента Закарпатского прогиба и Паннонской впадины наблюдаются резкие отличия. Для первого характерны структуры северо-западного направления, а для второго — северо-восточного. На этом основании можно сделать вывод о существовании и в донеогеновое время особой структурно-фациальной зоны, разграничивающей регионы с различным режимом тектонического развития — Паннонский массив и фундамент Закарпатского прогиба. Следовательно, есть основание утверждать, что зона Припаннонского глубинного разлома развивалась до неогена и, по-видимому, была заложена в раннем палеозое.

Исходя из концепции о решающей роли в размещении эндогенных месторождений во Внутренних Карпатах крупных, длительно развивающихся разломов и связанных с ними поднятий донеогенового фундамента, и используя материалы о строении фундамента Закарпатского прогиба и Паннонской впадины, мы предлагаем следующую схему металлогенического районирования Внутренних Карпат.

Согласно общему структурному плану рудоносные зоны в пределах Паннонского массива протягиваются в северо-восточном направлении. В пределах Паннонского массива потенциально рудоносные зоны приурочены к донеогеновым грядам островных, блоковых поднятий северо-восточного направления, развивавшимся в мезозое-палеогене и связанным с крупными разломами того же направления (линия Балатон-Веленце, разлом Загреб-Кульч, разлом вдоль Апусены), заложенными, вероятно, в бретонскую фазу тектоногенеза. Гряды островных поднятий возникли вследствие дифференциации тектонических движений в позднем палеозое, мезозое и палеогене, связанной с этими разломами и приведшей к расчленению Паннонского массива на опущенные и приподнятые зоны северо-восточного направления. Сочленения приподнятых гряд Паннонского массива с зоной Припаннонского глубинного разлома можно рассматривать как районы, благоприятные для эндогенного оруденения.

Одной из таких островных гряд, к которой приурочена металлогеническая зона, является гряда Апусени в Румынии, протягивающаяся в северо-восточном направлении и включающая на севере выступы древних пород — массивы Плориш, Мезеш, Феджет, Прилука и палеогеновое поднятие

в основании вулканического массива Гутин. Среди крупных рудных районов металлогенической зоны Апусени можно выделить: на юге — Рудные горы (округ Брад), на севере, в сочленении с зоной Припаннонского разлома, — районы Бая-Маре и Вышково.

Следующей приподнятой грядой Паннонского массива, к которой приурочена рудоносная зона, являются островные поднятия Северо-Венгерских гор, включающие массивы Бержень, Матра, Бюкк, Упюнь, Сендре и контролирующиеся региональным разломом Балатон-Веленце, а на севере — линией Дарно. Здесь известно полиметаллическое и золотое оруденение. Эта зона протягивается в северо-восточном направлении и сочленяется с рудными районами Спишско-Гермерского рудогорья.

К перспективным в смысле рудоносности можно отнести зону поднятий на сочленении карбоновой геосинклинали Игал-Бюкк с верхнемеловым — палеогеновым «флишевым» трогом, контролирующуюся региональным разломом Загреб-Кульч. Эта зона, как и все структуры Паннонского массива, простирается в северо-восточном направлении. На пересечении ее и Припаннонского глубинного разлома расположен Берегово-Беганьский рудный район.

Можно предположить цепь поднятий фундамента, контролирующуюся Центральным Карпатским уступом (Северо-Западная Венгрия), протягивающуюся в северо-восточном направлении к Вепорскому антиклинорию и проходящую в фундаменте Штьявницкого вулканического массива. Возможно, золоторудные и полиметаллические месторождения Кремница и Банска Штьявница приурочены к этой цепи и поднятие карбоновых пород в последнем связано с ней.

В Закарпатье рудоносные зоны в соответствии со структурным планом донеогенового фундамента и направлением зон глубинных разломов имеют северо-западное (карпатское) направление. Здесь следует выделять ранее намеченные нами рудоносную зону Припаннонского глубинного разлома, характеризующуюся полиметаллическим и ртутным оруденением, и зону Закарпатского глубинного разлома с развитием ртутного оруденения. Сам Закарпатский внутренний прогиб не перспективен в части эндогенного оруденения.

Во флишевой области во Внешних Карпатах можно выделить Петрошскую рудоносную зону с мышьяково-сурьмяной минерализацией (районы Соймы и Черноголово), протягивающуюся в северо-западном направлении.

Как нам представляется, закономерности пространственного распределения эндогенного оруденения Внутренних Карпат определяются главным образом особенностями текто-

**РЕШЕНИЕ КОМИССИИ
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
АССОЦИАЦИИ**

BERATUNGSBESCHLÜSE
DER KOMMISSION FÜR MINERALOGIE UND GEOCHEMIE
DER KARPATO-BALKANISCHEN GEOLOGISCHE ASSOZIATION

На IX съезде КБГА, состоявшемся в Будапеште в сентябре 1969 г., принято решение о создании металлогенической карты Карпато-Балканского региона масштаба 1:1 000 000. Разработка легенды и макета металлогенической карты Карпат возложена на национальную подкомиссию минералогии и геохимии СССР.

Выполняя решение IX съезда КБГА, советская подкомиссия в начале 1971 г. разослала первоначальный вариант макета условных обозначений к металлогенической карте Карпат масштаба 1:1 000 000.

25—27 сентября 1971 г. в г. Киеве состоялся симпозиум Комиссии минералогии и геохимии КБГА, на котором с информацией о ходе работы по подготовке металлогенической карты Карпато-Балканской горной системы выступили представители национальных подкомиссий: Б. Богданов (НРБ), Л. Кулчар (ВНР), Н. Гуцва (ПНР), Ж. Ионеску (СРР), К. Варчек (ЧССР), Л. Барич (СФРЮ).

С докладом о макете металлогенической карты Карпат и условных обозначениях к ней, составленных советской подкомиссией, выступил Э. А. Лазаренко. За основу предлагаемого макета приняты принципы условных обозначений, разработанные в Советском Союзе с учетом опыта стран-участниц КБГА.

Доклад о принципах и методах составления металлогенических карт в различных странах сделал Е. Т. Шаталов.

С информацией о проекте работ по составлению металлогенических карт стран-участниц СЭВ на территории Карпат, Балкан и Кавказа выступили Б. Богданов и Б. Н. Ерофеев.

Обсудив доклад и сообщения, Комиссия минералогии и геохимии приняла решение.

1. Считать целесообразным составление единой металлотехнической карты Карпат, Балкан и Кавказа по согласованной программе КБГА и постоянной Комиссии СЭВ.

**РЕШЕНИЕ КОМИССИИ
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ
АССОЦИАЦИИ**

BERATUNGSBESCHLÜSSE
DER KOMMISSION FÜR MINERALOGIE UND GEOCHEMIE
DER KARPATO-BALKANISCHEN GEOLOGISCHE ASSOZIATION

На IX съезде КБГА, состоявшемся в Будапеште в сентябре 1969 г., принято решение о создании металлогенической карты Карпато-Балканского региона масштаба 1:1 000 000. Разработка легенды и макета металлогенической карты Карпат возложена на национальную подкомиссию минералогии и геохимии СССР.

Выполняя решение IX съезда КБГА, советская подкомиссия в начале 1971 г. разослала первоначальный вариант макета условных обозначений к металлогенической карте Карпат масштаба 1:1 000 000.

25—27 сентября 1971 г. в г. Киеве состоялся симпозиум Комиссии минералогии и геохимии КБГА, на котором с информацией о ходе работы по подготовке металлогенической карты Карпато-Балканской горной системы выступили представители национальных подкомиссий: Б. Богданов (НРБ), Л. Кулчар (ВНР), Н. Гуцва (ПНР), Ж. Ионеску (СРР), К. Варчек (ЧССР), Л. Барич (СФРЮ).

С докладом о макете металлогенической карты Карпат и условных обозначениях к ней, составленных советской подкомиссией, выступил Э. А. Лазаренко. За основу предлагаемого макета приняты принципы условных обозначений, разработанные в Советском Союзе с учетом опыта стран-участниц КБГА.

Доклад о принципах и методах составления металлогенических карт в различных странах сделал Е. Т. Шаталов.

С информацией о проекте работ по составлению металлогенических карт стран-участниц СЭВ на территории Карпат, Балкан и Кавказа выступили Б. Богданов и Б. Н. Ерофеев.

Обсудив доклад и сообщения, Комиссия минералогии и геохимии приняла решение.

1. Считать целесообразным составление единой металлотехнической карты Карпат, Балкан и Кавказа по согласованной программе КБГА и постоянной Комиссии СЭВ.

2. Просить постоянную Комиссию СЭВ по геологии вынести положительное решение по вопросу совместного дальнейшего сотрудничества с КБГА по составлению единой металлогенической карты Карпат, Балкан и Кавказа масштаба 1:1 000 000.

3. Учитывая важность и актуальность проблемы составления металлогенической карты Карпат масштаба 1:1 000 000, просить Министерство геологии УССР включить в план соответствующих организаций министерства выполнение указанных работ и выделить для этого необходимые ассигнования на 1971—1973 гг.

4. Рассмотренный на симпозиуме макет металлогенической карты можно принять как первый вариант металлогенической карты Карпат масштаба 1:1 000 000. Для дальнейшей его доработки и совершенствования считать целесообразным внести изменения и дополнения в макет с учетом опыта стран-участниц КБГА и состоявшегося обмена мнениями на симпозиуме, а именно: а) упростить условные обозначения месторождений; б) детализировать данные о магматических формациях и связи с ними месторождений полезных ископаемых; в) уточнить выделение типов месторождений по генетическому принципу; г) дополнить карту возрастной схемой рудообразования; д) учесть другие замечания, высказанные членами Комиссии и выступившими на симпозиуме геологами.

5. Составить карты-врезки отдельных рудных районов и узлов по желанию стран-участниц в масштабе 1:500 000 и 1:200 000 с более детальным нанесением данных о минерализации и связи ее с геологическими образованиями.

6. Ввести в условные обозначения знаки абсолютного возраста магматических пород и руд.

7. Просить членов тектонической и магматической комиссий КБГА о более тесном сотрудничестве с Комиссией минералогии и геохимии при составлении соответствующих карт как основы для дальнейших металлогенических построений.

8. Просить национальные подкомиссии стран-участниц КБГА разработать макеты металлогенических карт и условных обозначений для Карпат, Динарид и Балкан.

9. Просить национальные подкомиссии стран-участниц КБГА направить в Комиссию (академику АН УССР Е. К. Лазаренко) указанные макеты и материалы, содержащие сведения о рудных месторождениях, необходимых для нанесения на карту.

10. Просить национальную подкомиссию СРР организовать обсуждение условных обозначений и макетов металлогенической карты масштаба 1 : 1 000 000 и врезок к ней.

11. Учитывая необходимость форсирования работ по составлению металлогенической карты, завершить эти работы в 1973 г. и утвердить проект карты на X съезде КБГА в Братиславе в сентябре 1973 г.

12. Комиссия с удовлетворением отмечает, что составление советской национальной подкомиссией макета металлогенической карты Карпат в значительной мере содействовало целеустремленной дискуссии по металлогении Карпат, принципам и методам составления карты.

13. В целях лучшей информации и обмена опытом просить комиссию (академика АН УССР Е. К. Лазаренко) и ответственного редактора сборника «Геология Карпат» (доктора Б. Цамбела) опубликовать сообщение о работе данного симпозиума.

14. Участники симпозиума выражают глубокую благодарность Президиуму АН УССР, руководству и сотрудникам ИГН АН УССР за хорошую и четкую организацию работ по эффективному проведению симпозиума.

Комиссия выражает твердую уверенность, что совместная и дружная работа геологов стран-участниц работ по линии СЭВ и Карпато-Балкано-Кавказского региона приведет к успешному завершению намеченных работ по составлению металлогенических карт, так как это будет способствовать дальнейшему расширению минерально-сырьевой базы стран социалистического содружества.

Б. БОГДАНОВ (НРБ)
Л. КУЛЧАР (ВНР)
И. ГУЦВА (ПНР)
Ж. ИОНЕСКУ (СРР)
Е. К. ЛАЗАРЕНКО (СССР)
Б. ЦАМБЕЛ (ЧССР)
Л. БАРИЧ (СФРЮ)

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Е. К. ЛАЗАРЕНКО, Э. А. ЛАЗАРЕНКО, О. А. МАЛЫГИНА. Металлогения Карпат (Объяснительная записка к макету металлогенической карты Карпат масштаба 1 : 1 000 000)	5
--	---

ВЫСТУПЛЕНИЯ ПРИ ОБСУЖДЕНИИ МАКЕТА КАРТЫ

Л. КУЛЧАР, Г. ПАНТО	99
И. ГУЦВА	100
В. ЯНОВИЧ, Ж. ИОНЕСКУ	102
В. В. ГРИЦИК	103
Б. Н. ЕРОФЕЕВ	106
Ф. И. ЖУКОВ	112
Г. И. КНЯЗЕВ	113
О. И. МАТКОВСКИЙ	117
Б. В. МЕРЛИЧ	122

РЕШЕНИЕ КОМИССИИ МИНЕРАЛОГИИ И ГЕО- ХИМИИ КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕС- КОЙ АССОЦИАЦИИ	127
--	------------

INHALTSVERZEICHNIS

E. K. LAZARENKO, E. A. LAZARENKO, O. A. MALYGINA. Metallogenie der Karpaten (Erläuterungen zum Maket der metallogenischen Karte der Karpaten, Maßstab 1:1 000 000) . . .	5
--	---

BESPRECHUNG DES MAKETS

L. KULTSCHAR, G. PANTO	99
I. GUZWA	100
W. JANOWITSCH, J. IONESCU	102
W. W. GRIZIK	103
B. N. JEROFEJEW	106
F. I. ZHUKOW	112
G. I. KNJASEW	113
O. I. MATKOWSKI	117
B. W. MERLITSCH	122

BERATUNGSBESCHLÜSSE DER KOMMISSION FÜR MI- NERALOGIE UND GEOCHEMIE DER KARPATO-BAL- KANISCHEN GEOLOGISCHE ASSOZIATION . . .	127
---	-----

МАТЕРИАЛЫ КОМИССИИ МИНЕРАЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ

№ 2

*Печатается по постановлению Комиссии минералогии
и геохимии КБГА*

Редактор *О. П. Украинец*. Художественный редактор
И. П. Антолюк. Технические редакторы *Р. Г. Кушнар*,
Г. Р. Боднер. Корректор *С. Д. Коваль*.

Сдано в набор 19. IX 1972 г. Подписано к печати 17. V 1973 г.
БФ 00320. Заказ 3809. Изд. № 334. Тираж 1000. Бумага № 1,
60×90¹/₁₆. Усл. печ. листов 8,25. Учетно-изд. листов 7,42.
Цена без карты 74 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.

Типография издательства «Вільна Україна»,
Львовского ОК КП Украины, Львов, Спартака, 10.

Отпечатано в Областной книжной типографии Львовского об-
ластного управления по делам издательств, полиграфии и
книжной торговли. Львов, Стефаника, 11. Зак. 2514.

74 коп.

888