

Ф. И. ЖУКОВ

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
В ПОРОДАХ НИЗКИХ  
СТУПЕНЕЙ МЕТАМОРФИЗМА  
КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ  
ОБЛАСТИ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

Ф. И. ЖУКОВ

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
В ПОРОДАХ  
НИЗКИХ СТУПЕНЕЙ  
МЕТАМОРФИЗМА  
КАРПАТО - БАЛКАНСКОЙ  
ОБЛАСТИ

2467

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1978



Рудные месторождения в породах низких ступеней метаморфизма Карпато-Балканской области. Луков Ф.И. К., "Наук. думка", 1978. 168 с.

Монография посвящена рудным месторождениям преимущественно стратиформного типа, формирование которых проходило в породах кембрия, силура и перми Карпато-Балканской складчатой области. Рассматриваются вопросы геохимической специализации разрезов, текстурные особенности распределения минералов, стадийность их формирования, перехода одних минеральных форм в другие под влиянием метаморфизма и вариации изотопных соотношений серы, углерода, свинца при этом процессе, изотопного возраста руд и пород в зависимости от геологической истории развития региона.

Описанию рудных месторождений и рудогенерирующих процессов при метаморфизме предшествует краткий очерк геологического развития области в период их формирования.

Рассчитана на геологов, работающих в складчатых областях.

Ил. 64. Табл. 28. Список лит.: с. 161 - 167 (129 назв.).

Ответственный редактор Я.Н.Белевцев

Рецензенты Ю.М.Коптых; Ю.П.Егоров

Редакция литературы о Земле

## ВВЕДЕНИЕ

В породах, подвергающихся процессам низких ступеней метаморфизма, проявились с достаточной четкостью явления трансформации рудного вещества, его мобилизация и концентрация в благоприятных структурно-фациальных условиях. Этой проблеме посвящена настоящая работа, составленная по материалам конкретных месторождений, на которых автор работал в течение 1958 - 1975 гг.

Влияние метаморфизма на формирование рудных месторождений отмечалось еще в работах К.Богдановича, В.Обручева, Н.Свительского, М.Усова и др. Они выделяли группу "метаморфических месторождений", хотя в понимание этого термина вкладывали различное содержание. Развитие учения о метаморфогенном рудообразовании продолжено в работах В.С.Домарева (1954, 1956), Я.Н.Белевцева (1955, 1960, 1964, 1968), Н.Г.Судовикова (1964, 1965) и др. Исторические обстоятельства сложились так, что объектами наблюдений и обобщений в области метаморфизма оказались в основном крупнейшие рудные месторождения, расположенные в пределах докембрийских щитов Советского Союза, Китая, Индии, Бразилии, Канады и Африки. Естественно, что в древних структурах щитов в большинстве случаев произошла почти полная перекристаллизация составных частей первичной породы, включая рудные минералы, значительное их перемещение внутри метаморфической толщи и, наконец, концентрация в благоприятных складчатых и разрывных структурах. Поэтому возникали острые дискуссии об источнике эндогенной рудной минерализации и о возможности ее мобилизации в достаточном количестве из вмещающих пород.

Изучение рудных месторождений Карпато-Балканской складчатой области позволило нам говорить о 1) связи рудообразования с процессами вулканизма начальной и конечной стадий развития палеозойской геосинклинали; 2) влиянии фаз тектонической активности на мобилизацию и перенос рудного вещества и формирование вторичных

(метаморфических) рудных залежей; 3) различных источниках рудогенных элементов в разных морфогенетических типах рудных залежей; 4) генетической классификации рудных месторождений в породах низких ступеней метаморфизма складчатых областей.

В работе использован комплекс исследований, которые опираются не только на структурно-геологические построения и изучение морфологии рудных тел, но и на геохимические и физические методы. В частности, большое внимание уделено неоднородности первичной геохимической специализации разрезов и разрывных структур; текстурным особенностям распределения рудных минералов, стадийности их формирования, перехода одних минеральных форм в другие под влиянием метаморфизма; изменению при этом геохимических и физических свойств минералов; вариациям изотопных соотношений серы, углерода, свинца и др. при формировании рудных тел и т.п.; изотопному возрасту в зависимости от геологической истории развития региона.

Описанию рудных месторождений и рудогенерирующих процессов при метаморфизме низких ступеней предшествует очерк о геологическом развитии области в период их формирования. Он служит фоном, на котором отчетливо проявилась неразрывность явлений породо- и рудообразования.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ  
КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ОБЛАСТИ В ПАЛЕОЗОЕ

История развития региона в палеозое известна лишь в общих чертах. Полное ее раскрытие затруднено теми метаморфическими изменениями, которые претерпели породы палеозоя в период их формирования. Восстановление их первоначального облика, совершенствование методов палинологических исследований и определение возраста формирования минералов позволили в настоящее время перейти к реставрации особенностей развития Карпат и Балканид в палеозое (Хаин, Славин, 1967; Журавлев, 1967; Жуков, 1967, 1974; Devsila-Codarcova, 1967; Бойко, 1970; и др.).

При некоторых допущениях, вызванных все еще недостаточным количеством фактов, можно предполагать, что в начале палеозоя Карпато-Балканская область представляла собой сложно построенный регион. Вероятнее всего, речь может идти о развитии прерывистой цепи узких сегментовидных, но достаточно глубоких эвгеосинклиналей, развивавшихся на фоне тектонических блоков, которые консолидировались в конце протерозоя в одну из фаз докембрийского мегацикла (Семененко и др., 1969). Заложение палеозойских эвгеосинклиналей произошло на участках "оживших" зон глубинных структур (см. рис. 2).

В Западных Карпатах в начале раннего палеозоя консолидировался Вепорско-Татранский блок, а к юго-западу и северо-востоку от него начали развиваться собственно Малокарпатская и Гемеридная эвгеосинклинали. Вепорско-Татранский и пра-Паннонский блок были разделены Северовенгерской эвгеосинклиналью.

Сведения о северном обрамлении Вепорско-Татранского блока пока еще скудны, и тем больший интерес представляют данные М.Ксеншевича и др. (1968) о докембрийских и палеозойских образо-

ваниях, вскрытых севернее Карпатской дуги на территории Польши у Любачева. Основание разреза – филлитизированные сланцы с прослоями песчаников и кварцитов зеленоватого и красноватого цвета. Порода в большей степени дислоцирована, чем перекрывающий кембрий. По данным Н.П.Семененко и др. (1969), их следует относить к образованиям Раховского цикла (550 – 700 млн. лет). Перекрывающий их кембрий исключительно терригенного происхождения – глинистые и кварцитовые сланцы, граувакки, кварциты и песчаники со знаками высухания в верхнем отделе кембрия. Никаких продуктов вулканизма не обнаружено.

Ближе к Карпатской дуге, вблизи контакта нижнесилезского бассейна с Карпатами, по материалам глубокого бурения, кембрийских отложений нет, а гнейсово-сланцевый докембрий перекрывается карбонатной толщей девона, а затем и карбона.

К юго-востоку вдоль полосы Стрый – Ивано-Франковск – Черновцы, в восточной и юго-восточной частях Крукенецкой подзоны, в некоторых скважинах Косовоко-Венгерской подзоны и в других местах внешней зоны встречена мощная складчатая толща флишеидных черных аргиллитов и алевролитов кембрия (Утробин, Золотарьев, 1966) без признаков вулканизма.

Восточнокарпатская эвгеосинклиналь в этот период, возможно, объединилась с Южнокарпатской, окаймляя (?) Трансильванский блок, поведение которого в кембрии остается пока неясным. Трансильванский блок отделен от Паннонского Западногорской эвгеосинклиналью, которая, весьма вероятно, вливалась в Банат-Балканидную эвгеосинклинальную структуру. В этот период консолидировался центральный блок Южных Карпат, по обе стороны которого к западу и востоку развились Восточнокарпатская и Банатская геосинклинальные структуры. Каково было в этот период взаимоотношение между Трансильванской и Мизийской плитами – пока не выяснено. Весьма возможно, они представляли собой единое целое, будучи выдвинутыми по северо-восточным структурам и впоследствии раздробленными Карпато-Балканскими зонами глубинных разломов.

Балканиды устойчиво развивались как древняя эвгеосинклиналь на границе между Мизийской плитой и Родопским срединным массивом.

На гнейсово-сланцевых образованиях протерозоя залегают отложения кембрия, ордовика, силура и девона. При выделении этих стратиграфических интервалов использовались палеонтологические исследования П.Снопковой (Snopkova, 1962), О.Черной, Ж.Илавской (Borna, Ilavka, 1962), С.Н.Наумовой (Naumova and Co., 1962), Л.А.Сергеевой (1973); палеонтологические находки Р.Горного, И.Хлупача (Mařka a. j., 1961). В тех случаях, когда для отдельных районов прямых палеонтологических и палинологических доказательств еще не было получено, использовались методы литологического и формационного анализов, а также результаты определения возраста формирования минералов в породах и рудах.

На основании подобного комплекса сведений представляем таблицы расчленения протерозойских ниже- и верхнепалеозойских образований и их схематизированного сопоставления по важнейшим районам Карпато-Балканской области (табл. I).

В результате к отложениям протерозоя отнесены гнейсы и кристаллические сланцы с метавулканитами преобладающе основного ряда: кокавская и ярабская серии в Западных Карпатах; мезометаморфическая - в румынских Восточных Карпатах (аналог - белопотокская свита в Украинских Карпатах); свиты Валя-Мунтулуй и Рнушарул-Чиснэд в Южных Карпатах; разрез Лазово в Балканидах; стратотипы Джалеу - Мунтеле-Маре и Бихор в горах Апувени.

Отложения кембрия+венда представлены весьма метаморфизованными породами в Карпатах и менее метаморфизованными отложениями Балканид. В Карпатах к ним относятся зеленокаменные сланцы, филлиты, кварциты, графитистые сланцы и мраморы с многочисленными вулканитами преимущественно кислого состава. В Балканидах кембрийские отложения представлены филлитами, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами, сопровождающимися эффузивами основного сос-

Сопоставление схематизированных стратиграфических разрезов

Отдел	КАРПАТЫ		
	Западные		Восточные
	Малые Карпаты	Спишско-Гемерское Рудогорье	
Девон	Гармонская серия Слюдистые и графитистые сланцы с прослоями метазэффузивов основного состава	Раковецкая свита Филлиты с прослоями известняков, эффузивы основного состава, песчанистые сланцы, базальные кварциты	-
Силур	-	Бетлярская свита Филлиты с прослоями основных и кислых эффузивов Кварциты и графитистые филлиты	-
Ордовик	-	Верхняя часть пачанской свиты Филлиты, кварциты, прослой литов и эффузивов	-
Кембрий + венд	Пезинок-перникская серия Гнейсы (первично углистые сланцы, эффузивы основного состава, глинистые и песчанистые сланцы, алевролиты, песчаники)	Пачанская свита Толща филлитов с прослоями кварцитов и литов Кислые эффузивы и мелкие субвулканические интрузии Влаховская свита Филлиты с прослоями литов и графитистых филлитов, линзы кератофилов	Верхняя терригенная свита (Румыния) Аналоги - Берлебацкая и Ластунская свиты (Украинские Карпаты); кварциты, слюдяно-кварцевые и слюдистые сланцы, прослой амфиболитов. В Румынии фацциально замещаются известняками Терригенно-вулканогенная свита (Румыния) Аналоги - верхняя часть деловецкой и баласинувской свит (Украинские Карпаты). Характерно развитие мета-

Таблица I  
протерозоя, раннего и среднего палеозоя Карпато-Балканской области

Отдел	Южные		БАЛКАНИДЫ	АПУСЕНИ
	Центральная часть	Банат		
	Девон	-	Филлиты, хлоритовые сланцы	Переслаивание песчаников с кремнистыми, глинисто-песчанистыми и углисто-глинистыми сланцами, конгломераты
Силур	-	Глинистые и глинисто-мергелистые сланцы с прослоями эффузивов кислого состава	Песчанистые сланцы, лититы, углисто-глинистые сланцы с прослоями эффузивов и линзами карбонатов, кварциты	-
Ордовик	-	-	Церетельская свита (O <sub>3</sub> ): филлитовидные сланцы Грохотенская свита (O <sub>2</sub> ): глинисто-песчанистые сланцы	-
Кембрий + венд	Во внешнем обрамлении центральной части Южных Карпат Свита Рашинарь - алевролитовые кварциты, графитистые кварциты Свита Сибишел - графитистые породы с прослоями метавулканитов кислого состава, мраморы, парасланцы, метазэффузивы основного состава	-	Верхняя пачка - филлиты, филлитовидные сланцы, диабазы и их туфы Горизонт кварцитов и темных алевролитов. Вулканогенно-терригенная серия: III пачка - песчаники и алевролиты с прослоями диабазов и их пирокластов II пачка - чередование гравелитов, песчаников и алевролитов с прослоями телами туфобрекчий диабазов.	Стратотип Хигиш-Дроча Комплекс С: серия С <sub>2</sub> - зеленокаменные сланцы серия С <sub>1</sub> - преимущественно метавулканиты основного состава среди парасланцев: эпизодически - кристаллические известняки и порфиroidы

Отдел	КАРПАТЫ	
	Западные	
	Малые Карпаты	Спишско-Гемерское Рудогорье
		Восточные
		<p>вулканитов кислого состава, серицит-кварцит-хлоритовые и т.п. сланцы</p> <p>Нижняя терригенная свита (Румыния)</p> <p>Аналоги - низы деловенской и боеровской свиты (Украинские Карпаты), мраморы, карбонатные сланцы, графитистые кварциты, слюдяно-кварцевые сланцы, конгломераты, кварциты</p>
Протерозой	<p>Центральная часть Западных Карпат</p> <p>Кокавская серия</p> <p>Кристаллические сланцы, битуминозные сланцы, кварциты, метаэффузивы основного состава</p> <p>Ярабская серия</p> <p>Преимущественно кристаллические сланцы с метаэффузивами</p>	<p>Мезометаморфическая серия (Румыния)</p> <p>Аналог - белопотокская свита - Украинские Карпаты</p> <p>Кварциты, метаконгломераты, парагнейсы, кварц-полевошпатовые гнейсы (метаэффузивы кислого состава), кристаллические сланцы с гранатом, гнейсы с гранатом, мраморы, ортоамфиболиты</p>

Южные	БАЛКАНИДЫ	АПУСЕНИ
	<p>Углистые алевролиты</p> <p>I пачка - углистые алевролиты, диабазы и их пирокластические производные, песчаники, алевролиты, конгломераты</p>	<p>Метаконгломераты и метакварциты</p>
<p>Свита Рышарул-Чиснад</p> <p>Порфиробластовые альбитовые гнейсы и хлорит-альбитовые сланцы</p> <p>Свита Валя Мунтулуй</p> <p>Парагнейсы с прослоями сланцев, кварцитов и метаэффузивов, преобладающие амфиболитов в ассоциации с кварц-полевошпатовыми гнейсами, парагнейсы с линзами амфиболитов, кварцитов и мраморов</p> <p>Древний офиолитовый комплекс</p> <p>Чередование кварц-полевошпатовых и биотитовых гнейсов</p>	<p>Разрез Лазово</p> <p>Верхняя часть - двуслюдяные парагнейсы с прослоями амфиболитовых сланцев.</p> <p>Нижняя часть сложена преимущественно вулканическими породами основного и ультраосновного составов; меньше парагнейсов, встречается прослой конгломератов</p>	<p>Стратотип Бихор</p> <p>Комплекс В сложен преимущественно серицит-хлоритовыми парасланцами</p> <p>В серии В<sub>2</sub> - кислые метаэффузивы</p> <p>В серии В<sub>1</sub> - преимущественно основные вулканиты, линзы известняков</p> <p>В серии В<sub>1</sub> - кислые вулканиты, прослой графитистых сланцев</p> <p>Стратотип Джалеу - Мунтеле-Маре</p> <p>Комплекс А сложен гранатовыми сланцами, известняками, доломитами, слюдяными сланцами, кварцитами, амфиболитами, гнейсами</p>

Сопоставление схематизированных стратиграфических разрезов

Система, ярус	КАРПАТЫ			
	Западные		Восточные	Южные (Банат)
	Ядерные Горы	Спишско-Темерское Рудогорье		
Пермь	Район Малых Карпат Нижняя часть мелафировой серии Красные, глинистые сланцы, песчаные, аркозовые песчаники, обрекчии	$R_2^3$ - частое чередование алевролитов, песчаников, конгломератов. Галюиды. На юге - карбонатные породы $R_2^2$ - эффузивно-осадочная свита Кварцевые порфиры и их пирокласты. Пестрые сланцы, песчаники, конгломераты, изредка вулканиды. На юге СІР - изредка карбонаты, кварцевые порфиры и их пирокластические производные $R_2^1$ - базальная свита Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты, базальные конгломераты, аркозы	$R_2^3$ - гипсоносная свита Аргиллиты, песчаные, глинистые песчаники Гипсоносные аргиллитовые сланцы $R_2^2$ - вулканогенно-осадочная свита Туффитовые песчаники, кластолавы кислого состава, песчаники, туффитовые алевролиты, гравелиты, конгломераты $R_2^1$ - базальная свита Конгломераты, песчаники, алевролиты, базальные конгломераты	Анинская свита Известняки, мергели, алевролиты, глинистые песчаники Чудановицкая свита Верхняя подсвита: алевролиты, среднезернистые песчаники, алевролиты, песчаники. Нижняя подсвита: песчаники с линзами конгломератов и крупнозернистых песчаников, алевролиты, песчаники, кварцевые порфиры, пирокласты, средне- и крупногалечные конгломераты Алевролиты, песчаники, мелкогалечные конгломераты
Карбон	Стефан Вестфаль Намюр Визе	Сланцы, песчаники, графитистые филлиты, базальные аркозы	Конгломераты и песчаники, известняки, диабазы, сланцы и песчаники, базальные,	Гравелиты, конгломераты, углистые сланцы, известняки, андезиты и

Т а б л и ц а 2

позднего палеозоя Карпато-Балканской области

БАЛКАНИДЫ		Восточные	А П У С Е Н И
Западные			
с непрерывным разрезом карбона и перми	с перерывом между карбоном и пермью		
Терригенная пачка Пестрые песчаники, конгломераты, прослой алевролитов и аргиллитов Углисто-глинистая терригенная пачка Чередование туфов, туфобрекчий, андезитов, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов, углей, песчаников, конгломератов, черных известняков Терригенно-глинистая пачка Песчаники, прослой конгломератов, алевролиты Алевролиты, песчаники, мелкогалечные конгломераты	Терригенно-глинистая пачка Чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов Терригенная пачка Песчаники, конгломераты, алевролиты Терригенно-вулканогенная пачка Туфобрекчии, кристаллокластические туфы дацитов Базальная терригенная пачка Полигенные конгломераты, красные песчаники, алевролиты	IV вулканотектонический цикл (ВТЦ) Туфогенные песчаники, алевролитовые аргиллиты, алевролиты, субвулканические тела кварцевых порфиров, гранитофиров III ВТЦ - лаво- и туфобрекчии, внедрившиеся тела кварцевых порфиров II ВТЦ - лаво- и туфобрекчии кварцевых порфиров, туфопесчаники Экструзия гранит-порфиров I ВТЦ - туфогенные алевролиты, туфоаргиллиты, экструзия гранитофиров и гранит-порфиров	Южная свита Филлиты, кварцевые порфиры, конгломераты Бихорская свита Филлиты с прослоями известняков, конгломераты, песчаники Армешанская свита Филлиты и филлитовидные сланцы, алевролиты с линзами песчаников, кварцевые порфиры, их туфы, диабазы, базальные конгломераты и песчаники
Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы, известняки, угли			

Система, ярус	КАРПАТЫ		
	Западные		Восточные
	Ядерные Горы	Спишко-Гемерокое Рудогорье	
Турне		грубообломочные породы	их туфы, пестроцветные алевролиты, глинисто-углистые сланцы, песчаники, углистые сланцы, базальные конгломераты

тава. К ним относятся: пезинок-перникская серия в Малых Карпатах; влаховская свита, низы и средняя часть пачанской свиты в Спишко-Гемероком Рудогорье (СГР); нижняя терригенная свита (аналоги - низы деловецкой и боеровской свит), терригенно-вулканогенная свита (аналоги - верхняя часть деловецкой и баласинувской свит), верхняя терригенная свита (аналоги - берлебашская и ластунская свиты). В Восточных Карпатах этим отложениям соответствуют породы внешнего обрамления Южных Карпат свиты Сибиша и Рашинар и стратотип Хигиш-Дроча в горах Апусени.

Породы ордовика условно выделены в СГР (верхняя часть пачанской свиты), где они представлены филлитами и вулканогенными образованиями. В Балканской зоне им соответствуют палеонтологически обоснованные сланцы и филлиты грохотенской и черетельской свит.

Отложения силура развиты несколько шире. Это большей частью сланцевые, углисто-сланцевые и вулканогенные породы Баната, бетлярской свиты СГР и Балканид.

К девону относятся сланцы, филлиты, песчаники, углисто-сланцевые и вулканогенные породы основного состава, представленные гармонской серией в Малых Карпатах, раковецкой серией в СГР; встречены они также в Банате и Западных Балканидах.

Судетская и бретонская фазы герцинского орогенеза привели к формированию кристаллического ядра Карпато-Балканской области. В отличие от регионально метаморфизованных пород раннего и сред-

БАЛКАНИДЫ			А П У С Е Н И
Западные		Восточные	
с непрерывным разрезом карбона и перми	с перерывом между карбоном и пермью		
Песчаники, конгломераты, аргиллиты, алевролиты, углистые сланцы, угли	Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы, угли	Черные аргиллиты с прослоями песчаников	

него палеозоя, верхнепалеозойские формации представляют собой осадочные и осадочно-вулканогенные породы, в отдельных случаях затронутые процессами динамометаморфизма.

Каменноугольные отложения непосредственно не налегают на кристаллические породы фундамента, а образуют совместно с пермскими породами его периферийное обрамление.

Разрез отложений карбона начинается базальными межформационными конгломератами (Ядерные Горы, СГР в Западных Карпатах; северо-западное окончание Мармарошского массива Восточных Карпат). Обычно породы представлены терригенными и углистыми осадками, сопровождающимися продуктами слабого вулканизма основного состава (табл. 2).

Породы пермского возраста более широко распространены. Повсеместно в основании разреза встречаются межформационные конгломераты и конглобрекчии типа "верукано" (см. табл. 2). Исключение составляют некоторые районы Ядерных Гор и Западных Балканид, где прослежен постепенный переход пород стефанского яруса в песчано-глинистые отложения нижней "терригенно-глинистой пачки" перми.

В средней части пермского разреза развит комплекс эффузивных пород, их пирокластические производные и в некоторых случаях - субвулканические интрузивные тела небольшого размера. Они перекрываются регрессивной толщей переслаивания конгломератов, песчаников и алевролитов. Иногда в этой части разреза обнаружены

галоге́нные осадки (Западные и Восточные Карпаты). В некоторых местах (Банат, горы Апусени) в конце пермского периода накапливались пачки сланцевых и карбонатных пород. Цфальцкая фаза тектонической активности прервала нормальный процесс накопления пермской толщи, а с последующей нижнетриасовой трансгрессией связано отложение на обширной территории пачки маркирующих кварцитов, хорошо отбивающей верхнюю границу пермских отложений.

2467

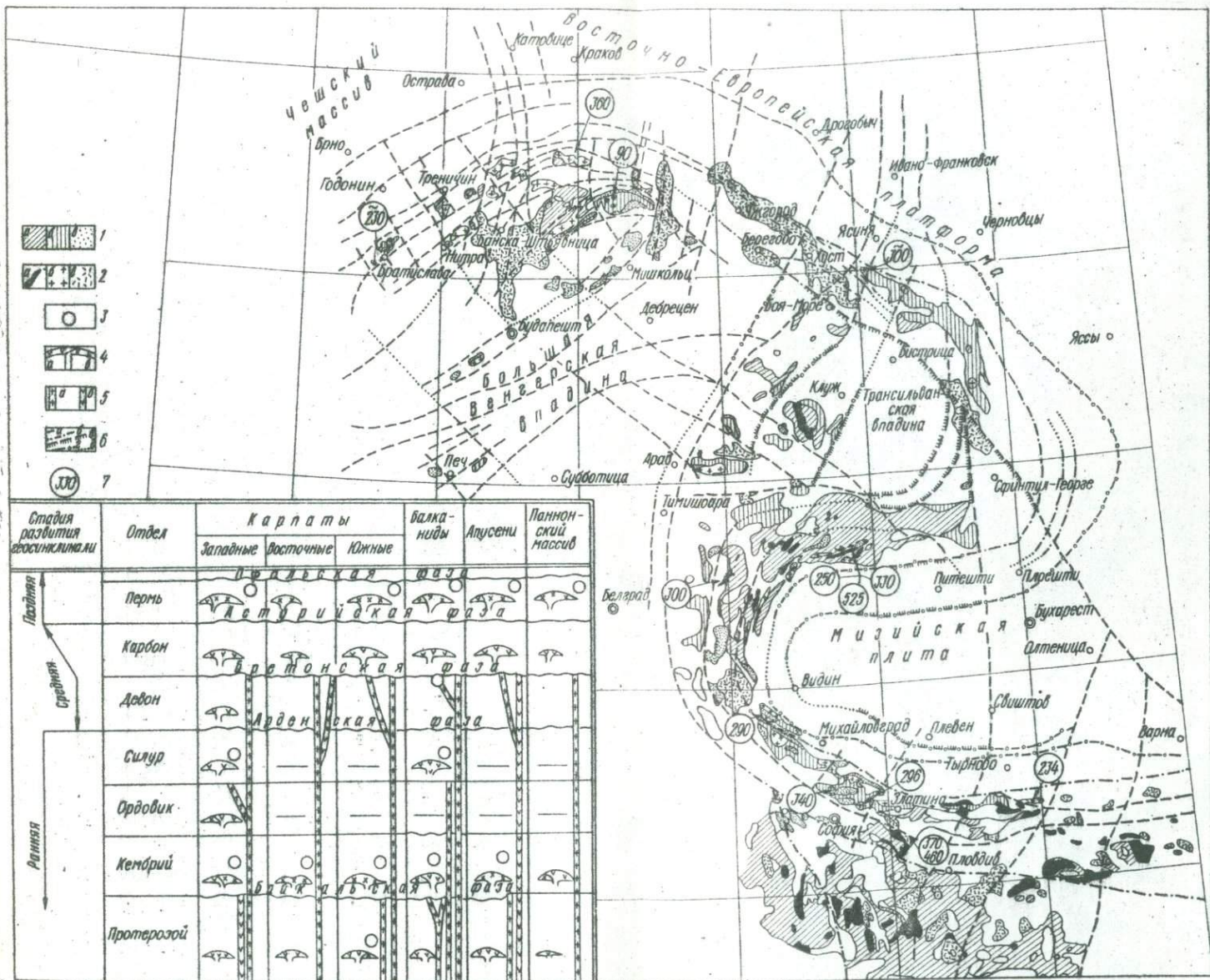


Рис. 1. Схема развития магматизма в палеозое Карпато-Балканской области. Составил Ф.И. Жуков (1972 г.):  
 1 - доальпийский структурный этап: а - рифейский, б - каледонский, в - герцинский структурный ярусы; 2 - магматические породы: а - рифейские; б - герцинские; в - альпийские; 3 - рудные месторождения, связь которых с магматитами доказана; 4 - вулканы: а - основного и среднего состава, б - кислого состава; 5 - интрузии: а - кислого состава, б - основного в среднем; 6 - региональные разрывные структуры: а - проведены на основе геологических предпосылок, б - внутрикоровые, в - с весьма пологим падением плоскости разрыва, г - сквозькоровые, д - предполагаемые продолжения зон; 7 - результаты определения абсолютного возраста.

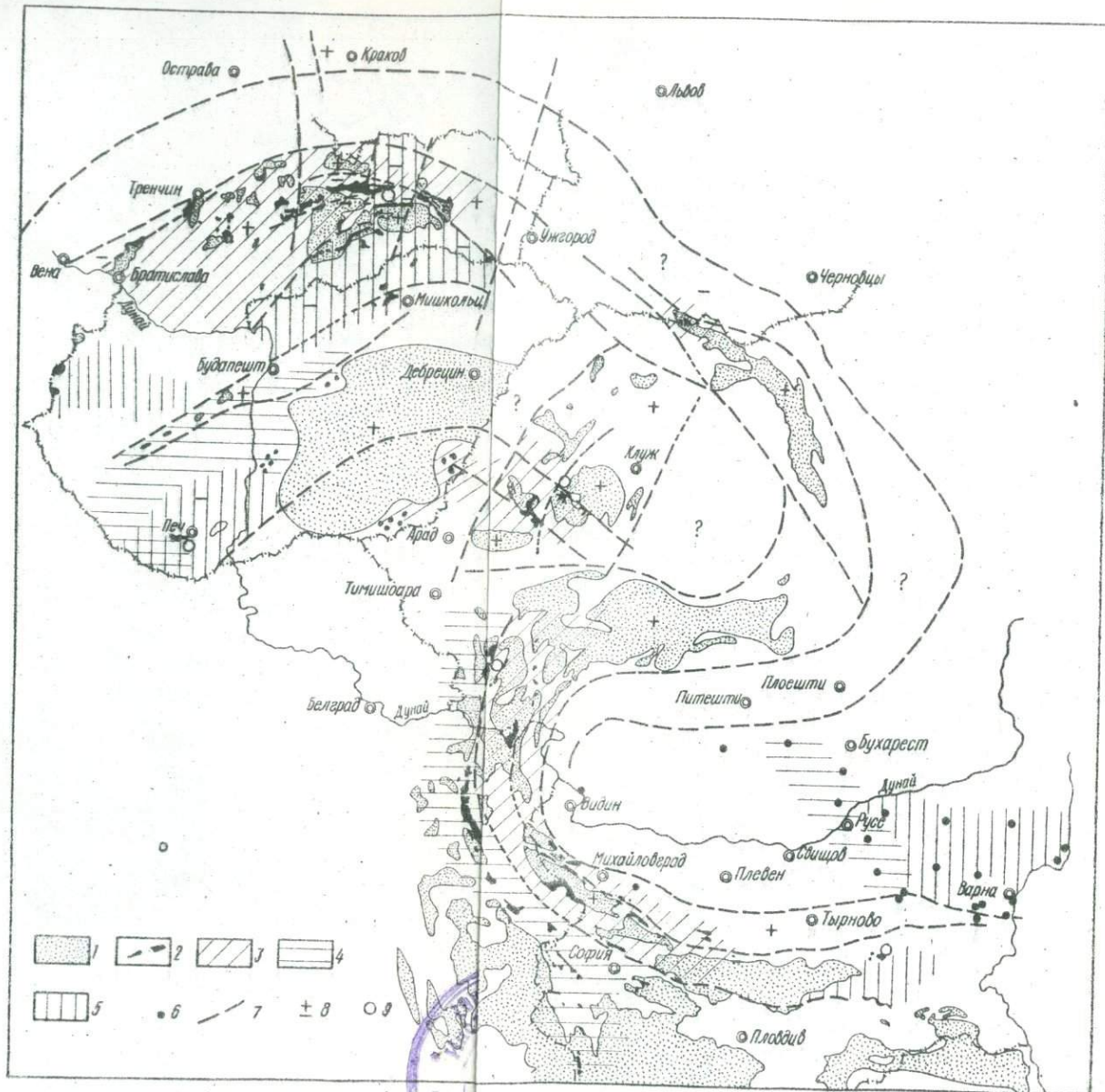


Рис. 2. Палеогеографическая схема Карпато-Балканской области в пермский период (по Ф. Жукову и С. Яневу, 1972):

1 - древнейший континент, сложенный породами протерозоя и перми; 2 - современные выходы на поверхность пермских пород; 3 - 5 - фаши пермских отложений; 3 - межгорных впадин континентальных бассейнов; 4 - озерные и болотные; 5 - морские и лагунные; 6 - породы перми, вскрытые скважинами; 7 - зоны глубинных разломов; 8 - Участки тектонических поднятий и погружений; 9 - промышленные рудные месторождения.

Глава III  
ДРЕВНИЙ МАГМАТИЗМ

Древний магматизм Карпато-Балканского региона развивался по канонам классической геосинклинали (рис. I, см. вклейку между с. 16-17; табл.3). На фоне байкалид с синорогенным интрузивным магматизмом преимущественно гранитоидного состава в палеозое заложилась цепь эвгеосинклиналей. На ранней стадии их развития проявилась субмаринная вулканогенная формация; на средней - синорогенная интрузивная и на конечной - вулканогенная, преимущественно субконтинентальная формация.

Субмаринные вулканогенные формации начальной стадии развития Карпатских и Балканских эвгеосинклиналей представлены:

а) в протерозое метаэффузивами и метапирокластами преимущественно основного состава. Среди них иногда встречаются дифференциаты кислого состава (румынская часть Мармарошского массива, горы Апусени);

б) в венде и кембрии значительное место среди вулканогенных пород занимают метапроизводные субвулканических интрузий и вулканогенных пород кислого состава. Они широко распространены в СГР, Восточных и Южных Карпатах, встречены также в Восточных Балканидах. В Малых Карпатах, восточной части Южных Карпат распространены метавулканы основного состава, их кислые аналоги встречаются эпизодически;

в) в силуре, ордовике и девоне распространены вулканогенные породы исключительно основного состава, и лишь в Балканидах встречаются эффузивы среднего состава.

Вулканогенные формации поздней стадии развития домезозойской геосинклинали характеризуются:

а) для каменноугольного времени продуктами смешанного вулканизма; в Западных Карпатах это диабазы и туфы; в Восточных - породы андезитового ряда; в Южных Карпатах - исключительно кислого состава, а в Балканидах - кислого, среднего и редко основного;



Схема домезозойского магматизма

Стадия развития геосинклинали	Отдел	КАРПАТЫ	
		Западные	Восточные
Поздняя	Пермь	В подавляющем большинстве кварцевые порфиры, их пирокласты: туфоконгломераты, туфопесчаники и т.п. В Малых Карпатах - мелафиры и их туфы	Туфы и туффиты риолитов и дацитов
	Карбон	Эффузивы диабазового состава	Туфы андезитов
Средняя	Карбон, нижняя пермь	И н т р у з и и п р е и м у щ е с т в е н н о	
	Девон	Диабазы и их туфы, туффиты	—
Начальная	Силур + ордовик	Продукты основного вулканизма, редко продукты кислых экстрезий	—
	Венд + кембрий	Малые Карпаты (пезинкоперникская серия) - амфиболиты, актинолитовые и актинолит-хлоритовые сланцы как метапроизводные излившихся диабазов, их туфов и туффитов. Спешско-Гемерское Рудогорье - порфиroidы, метапроизводные эффузивных и субвулканических кварцевых порфиров, туфов и туффитов	В основном метаэффузивы состава кварцевых порфиритов, липоритодацитовых порфиритов, липоритовых порфиров; меньше диабазов (амфиболиты), их туфы и туффиты
	Протерозой	И н т р у з и и п р е и м у щ е с т в е н н о Метаэффузивы основного состава (амфиболиты, амфиболовые сланцы)	Кварц-полевошпатовые гнейсы (метаэффузивы кислого состава), ортоамфиболиты

## Карпато-Балканской области

	БАЛКАНИДЫ	АПУСЕНИ
Купные		
Кварцевые порфиры и их пирокластические производные, туфопесчаники, туфоалевролиты	Вулканиды кислого и среднего состава, редко - основного	Преимущественно эффузивные породы кислого состава - кварцевые порфиры, туфоконгломераты, туфопесчаники; реже - диабазовый вулканизм
Кварцевые порфиры	-	-

## гранитоидного состава

## Магматических проявлений нет

Слабый вулканизм основного состава	Кварцевые плагипорфириты и их туфы	-
В восточной части комплекс метапроизводных по основным эффузивам и их пирокластам; в верхней части разреза порфиroidные породы - первично ридолиты и кварцевые кератофиры	Западные Балканиды - диабазы, их туфы и туфобрекчии. Выше по разрезу - породы кварц-кератофиrowого состава, альбитофиры. Восточные Балканиды порфиroidы	Преимущественно мета-вулканиды основного состава, эпизодичны порфиroidы
гранитоидного состава Метапроизводные офиолитового комплекса	Метавулканиды основного и ультраосновного составов, амфиболиты, амфиболовые сланцы и др.	Метаэффузивы кислого и основного составов

б) для пермского периода характерно преобладание наземного вулканизма кислого состава. Исключения представляют некоторые районы Западных Карпат (Кромпахи, Кошицке Гамры и др.), где извержение пермских вулканов происходило в условиях морских заливов. В Западных, Восточных и Южных Карпатах, Балканидах и горах Апусени они представлены кварцевыми порфирами, туфоагломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами.

В отдельных районах, как, например, Малых Карпатах и Низких Татрах, наблюдается преобладание среди пермских вулканитов мелэфиров и их туфов; в Балканидах – отдельные прослои вулканитов среднего и основного составов, а в горах Апусени – основного.

Синорогенные интрузии байкальского времени известны в районах Западных и Южных Карпат, Балканид и гор Апусени. В Западных Карпатах к ним относят крупные, секущие протерозойскую гнейсовую толщу тела ортоамфиболитов (массив Браниско, Поважский Иновец, Высокие Татры). В Южных Карпатах это цепь гранитоидных интрузий, протягивающихся вдоль гор Семеник. Их возраст подтвержден определениями Н.П.Семеновко и др. (1969) – 518 и 524 млн. лет, а также М.Дессила-Кодарча и Г.Саву (Dessila-Codarcea, Savu, 1967) – 518, 520, 524 млн. лет.

Внедрение древнейших интрузий Балканид и Средней Горы (массивы Копривщины, Суцинской Средней Горы и др.) произошло, по-видимому, в байкальскую базу орогенеза. Единичные результаты определения возраста (370 – 460 млн. лет) соответствуют времени метаморфизма гранитоидов региона в позднейшие фазы тектонической активности.

В горах Апусени к наиболее древним интрузиям относятся граниты массива Джалэу, прорывающие гнейсовую толщу стратотипов Джалэу – Мунтеле-Маре и подвергшиеся вместе с ними региональному метаморфизму. Их возраст (Giivcsa, 1967) составляет 547 млн. лет.

Синорогенные интрузии герцинского времени распространены более широко. В Западных Карпатах они сложены в основном гранодиоритами и их магматическими дериватами: биотитовыми и лейкократовыми гранитами, амфиболовыми диоритами, а также метасоматическими разновидностями этих пород. Редко (в горах Жиар и СТР) массивы сложены исключительно породами гранитного состава. Герцинский их возраст подтвержден определениями возраста только для малокарпатских (225 – 227 млн. лет) и высокотатранских интрузий (360 млн. лет) (Kantor, 1959; Семеновко, 1965). Для гемеридных

гранитов они составили 98 млн. лет, что весьма близко к возрасту диафторовых преобразований — 107, 106, 84, 80, 75 млн. лет (Kantor, 1959). Отнесение их, как и гранитоидов Трибеча, к герцинским образованиям базируется на находках валунов этих пород в конгломератах каменноугольного и пермского возраста. Во всех остальных случаях возраст интрузивов датируется по их взаимодействию с вмещающими породами, так как гранодиоритовые и гранитные интрузии никогда не прорывают породы моложе девона.

В Восточных Карпатах к раннегерцинскому возрасту отнесены малые интрузии гранитогнейсов и плагиогранитов, описанные в работах Л.Г.Ткачука и др. (1957), А.К.Бойко (1966, 1970), С.Г.Рудакова (1966) и Л.Р.Козакова (1968) на территории Украинских Карпат. Их возраст (303 — 330 млн. лет) определен многочисленными анализами в различных лабораториях. На территории Румынии известен только один интрузивный массив — Дитрэу-Чук в горах Джуржеу. По Н.Онческу (1960), его следует считать меловым, по данным М.Дессила-Кодарча (Dessila-Codarcseu, 1968), — варисским.

В Южных Карпатах к герцинским относятся граниты Тисмана (250 — 327 млн. лет) и габбро восточного склона гор Алташ. Обломки последних найдены в пермских конгломератах (Dessila-Codarcseu, Savu, 1967).

В Балканидах палеозойские интрузии протягиваются вдоль осевой части гор. К ним относятся габбро-диоритовые, монцонитовые, диоритовые, кварц-диоритовые, гранитные, гранит-порфировые и гранит-диоритовые массивы Старой Планины, Среднегорья, центральной и восточной частей Балканид. Время их становления определено достаточно точно геологическими наблюдениями и определениями возраста (340, 296, 290, 234, 220 млн. лет), которые приведены в работах В.Велчева (1967), П.Лилова и др. (1968), Б.Алексиева (1962), а также выполнены в ИГЕМ АН СССР по образцам Т.Владова.

В горах Апусени к герцинским относятся граниты гор Хигиш-Дроча, образующие контактовые ореолы с окружающими кристаллическими породами и являющиеся более молодыми, чем байкальские диоритовые и метагаббровые интрузии (Giuvseu et al., 1967).

Глава IУ  
ГЛАВНЕЙШИЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ  
КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ОБЛАСТИ В ПАЛЕЗОЕ

---

В начале палеозоя область представляла собой прерывистую цепь узких, но достаточно глубоких эвгеосинклиналей, заложенных на консолидированном байкальском основании. На западе области к останкам этого древнего фундамента относятся Вепорско-Татранский и пра-Паннонский блоки, разделенные северо-венгерской эвгеосинклиной. К юго-западу и северо-востоку Вепорско-Татранского блока развивались малокарпатская и гемеридная эвгеосинклинали. Северное и северо-восточное обрамления блока составляла крупная миегеосинклираль, перекрывшая дислоцированные образования раховского цикла - 550 - 700 млн. лет (Семененко и др. 1969; Коеншкевич и др., 1968; Утробин, Золотарьов, 1966).

Восточнокарпатская эвгеосинклираль в раннем палеозое, возможно, объединилась с южнокарпатской, окаймляя (?) Трансильванский блок. Последний был отделен от Паннонского Западногорской эвгеосинклиной, которая соединялась с Банат-Балканидной эвгеосинклиной. Консолидировался центральный блок Южных Карпат, по обе стороны которого (к западу и востоку) развиты продольные восточнокарпатская и банатская геосинклинальные структуры. Балканиды представляли собой эвгеосинклираль на границе между Мизийской плитой и Родопским срединным массивом.

К началу силурийского периода произошла перестройка плана Карпато-Балканского региона под влиянием салавской фазы тектогенеза, вызвавшей общее воздымание страны. В это время малокарпатская эвгеосинклираль "припаялась" к Вепорско-Татранскому блоку. Гемеридная зона обмелела, сохранив эвгеосинклинальный режим осадконакопления. Восточнокарпатская эвгеосинклираль консолидировалась и соединилась с Паннонским массивом, горами Апусени, Трансильванской впадиной и Южнокарпатским байкальским блоком. Севернее Вепорско-Татранского блока замкнулась внешняя миегеосинкли-

наль, а его юго-восточное продолжение значительно сократилось в размерах.

Затухание малокарпатской эвгеосинклинали компенсировалось активизацией соседних субпараллельных ей глубинных структур Задунайского среднегорья по линии оз. Балатон - г. Веленца, где наблюдается толща первоначально песчано-глинистых пород с прослоями диабазов, кварцевых порфиров и их пирокластов.

В силуре оживает Банатско-Балканская дугообразная система глубинных разломов, которая отделила стабилизировавшийся блок гор Апусени от южнокарпатской дуги. Вдоль нее залегает Банатско-Балканская эвгеосинклиналь, глубина которой увеличивается к юго-востоку. Здесь углисто-глинистые осадки силура накапливались в тихих заливах или прибрежных частях эвгеосинклиналей, иногда в сопровождении продуктов вулканической деятельности.

В значительной мере тектонический план региона в девонское время был унаследован от силурийского, но тенденция к опусканию некоторых тектонических блоков проявилась достаточно четко: вновь ожила малокарпатская эвгеосинклиналь; интенсивнее стала развиваться гемеридная структура; после длительного покоя проявилась глубинная зона на контакте нижнесилурийского бассейна с Карпатами (карбонатный девон на протерозойском гнейсовом основании). Во внешнем обрамлении Восточных Карпат под влиянием судетской фазы наблюдается обратное явление - миграция к востоку границы девонских отложений.

Начальные фазы герцинского орогенеза (бретонская и судетская) привели к коренной перестройке структуры Западных Карпат и Балканид. В каменноугольное время твердо установился субплатформенный режим Восточных и Южных Карпат, а также гор Апусени.

Одновременно продолжалось осадконакопление вдоль полосы внешнего обрамления Карпат, а также в синклиномном прогибе на границе срединных массивов (Северо-Гемеридный синклинорий, Восточные Карпаты, Балатон-Веленцийская зона и др.).

Астурийская фаза тектогенеза вызвала дальнейшую перестройку структурного плана области. Разломы субкарпатско-балканского простирания ограничили площади продольного воздымания древних горных сооружений средней Венгрии и Мечека, Карпат, гор Апусени, Балканид. Подчиненное, но существенное влияние на формирование отдельных фациальных областей оказали поперечные (диагональные) разломы субмеридионального, реже северо-восточного простирания.

В результате образовались континентальные области тектонического и соответственно палеогеоморфологического плана: древние горные сооружения с межгорными и предгорными впадинами, равнинные области, пространственно совпадающие с современными срединными массивами, а также области морских заливов на границе древних антиклинориев и стабильных блоков (рис. 2, см. вклейку между с. 16-17).

К областям континентального формирования осадков в межгорных и предгорных впадинах относятся районы Западных Карпат, за исключением районов Кромпахи - Рихнава на севере и Рожнява - Нижний Медзев на юге СГР, Восточные и Южные Карпаты, горы Апусени, а также северо-западная и центральная части Балканид - до меридиана г. Плевен. К областям накопления континентальных осадков на территории стабильных блоков можно отнести Средневенгерские горы, горы Мечек в период обмеления морского бассейна, смежную зону Балканид, Родопского и Сербско-Македонского массивов и большую часть Мизийской плиты.

Морские заливы отличаются прежде всего размерами охваченной ими древней суши. Их возникновение, по мнению автора, связано с эволюцией пересекающихся унаследованных глубинных разломов. Зональность в переходе от континентальных фаций к морским в зависимости от этого была отмечена в северо-западной части Балканид и в Южных Карпатах.

Примером небольших по площади, но значительных по глубине заливов может служить Кромпахский залив (Жуков, 1965), где, в отличие от примыкающего района Нововесской Гуты (СГР), резко увеличивается мощность осадков и изменяется литологический состав пород. В более мелком, Добшинском заливе отмечается незначительное погружение небольшого по площади тектонического блока.

Крупные, языкообразные морские заливы выделяются на границе древних антиклинориев и стабильных блоков: "северо-" и "южновенгерские" и "восточнобалканские" заливы. В пермский период они существовали в наиболее мобильных участках срединных массивов, в то время как на более стабильных изменение континентального режима достигало стадии развития лагун.

Пфальской фазой оканчивается палеозойская эпоха развития региона и начинается этап его альпийской эволюции.

Тектоническая мобильность блоков обусловила развитие в районе интрагеосинклинальных структур:

а) одни из них (гемеридная, банатская и старопланинская) отвечают структурам полного завершённого профиля (тип С - по В.И.Смирнову, 1969);

б) в других ранняя стадия развития прервалась вслед за образованием нижнепалеозойской толщи (Восточные Карпаты, горы Апусени);

в) третьи стабилизировались в начале раннего палеозоя и представляют собой консолидированные в байкальскую фазу субплатформенные структуры (Вепориды, центральная часть Южных Карпат, Мизийская плита и Паннонский массив).

Для всех трех типов характерен начальный этап ранней стадии развития геосинклинали (Жуков, 1965, 1967). Они представлены протерозойскими парапородами ярабской серии в Ядерных горах, в Гронском синклиории, Вепорском антиклинории (без зоны Когута), в Поважском Иновце, Трибче, массивах Браниско и Черна Гора, а также в районе Земпилина - Западные Карпаты; в Восточных Карпатах - белопотокской свитой (Раховщина), ее аналогом - мезаметаморфической серией в румынской части Мармароша. В Южных Карпатах А.Кодарча (1964) считает возможным отнести породы гнейсового цоколя к мезометаморфическим образованиям докембрийского возраста. Аналогичные породы наблюдаются в ядрах антиклинорий Балканид. Этому периоду развития сопутствует интенсивный подводный вулканизм основного и ультраосновного составов.

В конце протерозоя, с различной для каждого района интенсивностью, проявился так называемый раховский орогенический цикл, зафиксированный межформационными конгломератами в румынской части Мармароша и определенный Н.П.Семененко (1965) по абсолютному возрасту метаморфизма пород в Украинских Карпатах (580 - 700 млн. лет) и М.Дессила-Кодарча (Dessila-Codercse, 1967) - для Южных Карпат. В конце протерозоя произошло внедрение широко распространенных в регионе интрузий основного и кислого составов.

Средний этап ранней стадии развития отражен пачанскими слоями в Центральных Карпатах, пезинок-перникской серией в Малых Карпатах, деловецкой и балусиновской свитами в Украинских Карпатах, терригенно-вулканогенной свитой в румынской части Карпат (за исключением центральной части Южных Карпат) и, наконец, в Балканидах частью диабаз-филлитовидной формации, определенной фаунистически как кембрий. В это время активная вулканическая деятельность привела к образованию эруптивных толщ более пестрого по сравнению с протерозойским разрезом состава.

области и основные элементы тектонического развития региона

Главнейшие фазы тектонической активности	Стратиграфическое подразделение	Цикл развития	Стадия развития геосинклинали
Судетская	Пермь	Герцинский субцикл	Конечная
Бретонская Арденская	Карбон	Каледонский субцикл	Средняя
	Девон		
	Силур		
Салаирская	Ордовик		Ранняя
	Кембрий		
Байкальская	Рифей		Рифейский субцикл

Формации	
геологические	рудные
Терригенные: мелководные пестроцветные, молассовые, галоидные	-
Преимущественно наземные эффузивные и пирокластические кислого и среднего составов терригенные	Уран-медно-молибденовая и уран-медно-полиметаллическая
Интрузивная - преимущественно гранитоидная	Медная (халькопиритовая), никель-кобальтовая, полиметаллическая, сидеритовая, антимонитовая, магнетитовая
Субмаринная терригенная, вулканогенная основного состава	-
Субмаринная вулканогенная основного и среднего составов, вулканогенно-осадочная	Медно-колчеданная, ураховая
Субмаринная терригенная, редко вулканогенная основного состава	-
Субмаринная вулканогенная спиллит-кератофировая, кварц-порфирная; вулканогенно-осадочная	Полиметаллическая, колчеданная, марганцевая, медно-колчеданная, уран-медно-полиметаллическая, уран-полиметаллическая
Субмаринная офиолитовая	Сульфидно-никелевая, магнетитовая

В середине и особенно в конце кембрия проявились соответственно вермонская и салаирская фаза тектогенеза. Последняя нарушила дальнейшее развитие второго типа геосинклинальных структур на ранней стадии их развития.

Арденская, бретонская и судетская фазы относятся к средней стадии развития Карпато-Балканской интрагеосинклинали. Под их влиянием сформировалось регионально метаморфизованное ядро с характерной для него альпинотипной складчатостью. При этом арденская фаза интенсивно развилась почти по всей области, за исключением районов Гемерид и Банат-Балканской зоны, для которых главными были бретонская и судетская фазы. С этими тектоническими фазами связано образование синорогенных интрузий. Поздняя стадия развития палеозойской геосинклинали проявлена в краевых прогибах

и локальных грабенообразных структурах, выполненных в течение карбона и перми молассами и мелководными отложениями. Активный, преимущественно кислый, вулканизм сопровождал процесс осадконакопления.

Для Карпато-Балканских геосинклинальных структур период их полного развития соответствует единому доальпийскому циклу (здесь цикл в понимании В.Е.Хаина, 1973).

Доальпийский тектонический цикл, по нашему мнению, следует разделить на три субцикла: рифейский, каледонский и герцинский. Каледонский и герцинский субциклы начинаются крупной трансгрессией. К концу субцикла обыкновенно происходит поднятие отдельных тектонических блоков, что приводило в некоторых случаях к выпадению верхних частей субцикла из разреза (например, силура

и девона в Восточных Карпатах, горах Апусени), а в других - к накоплению регрессивных фаций (верхние части мезометаморфической рифейской серии Мармароша, Балканид, верха силура в СГР - бетлярская и дрнавская свиты); повсеместная регрессия в конце перми (Жуков, 1965; Жуков, Янев, 1971). Среди многочисленных фаз тектонической активности в течение протерозоя - позднего палеозоя (Семененко и др., 1969; Данилович, 1970) выделяются три наиболее интенсивные, приведшие к образованию различно регионально метаморфизованных пород. Байкальская фаза привела к формированию рифейской складчатой гнейсовой толщи (амфиболитовая стадия), арденская, бретонская и судетская - к образованию каледонского зеленосланцевого ядра региона с альпинотипными структурами, а пфальская - к слабому метаморфизму пород верхнего палеозоя и образованию в них пологих складок.

Таким образом, в древний (доальпийский) период развития Карпато-Балканская складчатая область прошла все стадии развития классической геосинклинали: раннюю, среднюю и конечную. На каждой стадии ее развития происходило формирование характерных осадочных, вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных формаций, которым соответствуют определенные рудные формации (табл. 4).

Глава V  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАЧАЛЬНОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ  
ДРЕВНЕЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

---

Рудные месторождения, локализованные в породах верхнего протерозоя – нижнего палеозоя, представляют собой исключительно стратиформные залежи, находящиеся в тесной пространственной и, вероятно, генетической связи с продуктами палеовулканизма.

Кроме пластовых залежей в этих породах встречаются мелкие жильные рудопоявления, степень изученности которых недостаточна для определения возраста их формирования и генезиса. Некоторые исследователи считают их продуктом регенерации древних месторождений, другие – относят к производным гидротермального процесса, связанного с меловым магматизмом.

Рифейские образования Карпат и Балканид насыщены основными вулканитами и прорваны интрузивными комплексами преимущественно гранитоидного состава. В металлогеническом отношении они изучены слабо. Сказываются ограниченные по площади выходы этих пород на поверхность. В Южных Карпатах, где они достаточно широко распространены, известны мелкие месторождения железа и сульфидного никеля. Главные из них – Бауцари, Валя Фиэрулуй, Язара, Лозка и др. строго приурочиваются к стратифицированному интервалу, насыщенному породами первичновулканогенного происхождения – офиолитовой формации, которой соответствуют сульфидно-никелевая и магнетитовая рудные формации.

В кембрии на фоне интенсивно развивающейся геосинклинали происходит резкая активизация вулканической деятельности. Начиная с Западных Карпат, где наблюдаются метаэффузивы и метапирокласты основного (Малые Карпаты), а также кислого состава (Спишско-Гермерское Рудогорье), через Восточные и Южные Карпаты, горы Апусени (кислые вулканиты) и до Балканид (смешанный вулканизм) нам известны в разрезе кембрия сотни метров эффузивных пород и их пирокластических производных (субмаринная вулканогенная формация). С эти-

ми породами тесно ассоциируют рудные месторождения: Пезинок - Перник (Малые Карпаты), Охтина, Смольницкая Гута, Койшов, Медзев и др. (СГР); в Восточных Карпатах - Кобылецко-Полянское, Раховское, Полонское, Сауляк, Придуки, Б.Веснярка (мелкие месторождения и рудопроявления Украинских Карпат), районы Борша, Фундул Молдовой, Лешул Урсулуй, Присекань, Приматару и др. (Румыния). Балканиды характеризуются рудоносной полосой Горни Лом - Чипровци - Мартиново.

Смена режима тектонической активности геосинклинальной области в ордовике вызвала уменьшение магматической активности. Смешанный по составу вулканизм ордовика (без промышленных руд) известен только в Западных Карпатах.

В силуре ошутимое унаследованное развитие геосинклинали известно на отдельных участках региона, где в одних случаях на фоне основных вулканитов известны медноколчеданные месторождения Смольник, Гемерска Полома, Быстрый Поток в СГР, а в других - урановая минерализация в ассоциации с вулканитами среднего состава.

Постепенное замирание геосинклинали в девоне привело к относительно слабой вулканической деятельности исключительно в Западных Карпатах, где известны диабазы раковецкой серии с гематит-магнетитовыми рудными проявлениями в окрестностях Гнильца и Шведляра (СГР) - I герцинская фаза минерализации, по Я.Илавскому (Ilavský, 1959).

Вслед за судетской и бретонской фазами герцинского орогеназа в основном сформировалось древнепалеозойское ядро региона. В краевых его частях сохранилось в карбоне геосинклинальное развитие; роль эффузивной деятельности вновь возросла. Отличалась она, однако, от всех предыдущих времен исключительным однообразием (породы основного состава) и стерильностью по отношению к рудной минерализации.

#### Колчеданные месторождения Малых Карпат (район Пезинок - Перник)

Рудный район Пезинок - Перник расположен к северо-востоку от г.Братиславы в Малых Карпатах.

Исторически обстоятельства сложились так, что месторождения пирита и антимонита в пезинско-перникском районе стали известны и почти сразу же начали эксплуатироваться в XIX в., а их

геологическое изучение отстало и ограничивалось сведениями, приведенными в работах второй половины XIX в.

С 1950 г. глубоким изучением месторождений и перспектив района начали заниматься Б.Цамбел, С.Полак, Р.Жаковски, материалы которых использованы в данном разделе.

Район месторождения представляет собой грабенообразную структуру, "утопленную" по разрывным нарушениям и благодаря этому сохранившуюся среди малокарпатских гранитоидов. Участок Рыбничек - Чертов Копец - Крижнице - основание крупной герцинской синклинали, верхняя часть которой смыта позднейшими эрозийными процессами. Породы, слагающие синклиналь, относятся к образованиям кембрия и известны как кристаллические сланцы первично-осадочного и вулканогенного происхождения. Парасланцы представлены биотитовыми филлитами и гнейсами. Переходными породами между пара- и ортосланцами являются кварц-актинолитовые филлиты, первичный облик которых составляли глинисто-терригенные осадки с примесью пирокластики основного состава, а также актинолитовые сланцы. В последних количество пирокластического материала явно преобладает. Среди актинолитовых сланцев наблюдаются многочисленные графитистые сланцы и филлиты, мощность которых достигает 100 м и более.

На геологической карте устанавливается определенная закономерность в размещении вулканогенных и осадочных пород (Жаковку, 1962). Актинолитовые сланцы образуют в полосе Пезино-Перник пять параллельных пачек, вытянутых на разных участках в различном направлении в зависимости от тектонического строения района. К настоящему моменту нет твердой уверенности, являются ли эти пачки продуктом пятикратных вспышек вулканизма либо они - результат блокового размещения единого вулканогенно-осадочного комплекса, смятого в сложные альпийские складки. Последнее, по мнению Р.Жаковского, более вероятно. Оси складок почти перпендикулярны к направлению простираия Малых Карпат и почти всегда параллельны друг другу, а на участке I-рудной зоны (Перникская долина) отмечается брахиантиклинальное замыкание складчатой структуры. От Перника до Кухини между отдельными пачками актинолитовых сланцев расстояние намного больше, чем в районе Пезинка. Степень метаморфизма пород, соответственно, здесь интенсивнее.

Изоклиальная складчатость явно предшествовала внедрению гранитоидных масс, которые пронизывают ее своими апофизами, ока-

зывая значительный контактный метаморфизм. Возраст формирования складчатых структур, судя по их взаимодействию с герцинскими гранитоидами, — раннегерцинский (раннекаменноугольный — ?).

Впоследствии складчатое ядро Малых Карпат вместе со сформировавшимися рудными залежами неоднократно подвергалось воздействию позднегерцинской и альпийской тектоники. Выделяют два направления разрывных нарушений: слабо проявленные зоны послонных срывов и перпендикулярные к ним субширотные нарушения. Их пострудный возраст доказан в горных выработках эксплуатационных предприятий, а принадлежность к альпийским образованиям — тектоническими клиньями мезозойских пород в разрывных зонах (рудные залежи II и IV продуктивных зон взброшены на мезозойские образования). Примечательно, что в период послемезозойского оживления структур образования триаса совместно с альпинотипно складчатым нижним палеозоем были затянuty в региональную пологую складчатую структуру (участок Цайланский Когл). В период становления альпийских структур весь нижележащий комплекс пород подвергался тектоническому воздействию (брекчированию) и влиянию гидротермального метаморфизма и динамометаморфизма. Эти процессы привели, очевидно, к формированию рудной зоны на участке Фердинанд — Каролина, где мы наблюдаем в зоне передробленные актинолитовые сланцы и измененные графитистые сланцы. В этой зоне юго-восточнее Коларского врта известны залежи антимонита, генезис которых и до настоящего времени спорный: результат ли это регенерации кембрийских залежей либо это продукты постмагматических гидротерм герцинских интрузивов.

Пиритовое оруденение располагается в рудоносных зонах, которые протягиваются согласно с простиранием вмещающих пород на несколько километров.

В общих чертах геологическое строение всех участков одинаково. Ортоамфиболиты подстилают метапирокласты (амфибол-актинолитовые сланцы) с множеством прослоев графитовых сланцев и линзами колчеданных руд (рис. 3). Вся толща вновь перекрыта метаэффузивами основного состава. В некоторых местах (Sambel, 1960) наблюдаются апофизы и мелкие лакколиты хорошо раскристаллизованных амфиболитов с большими вкрапленниками полевых шпатов, которые считаются гиабисальными аналогами вулканитов, проникших в толщу кембрия по подводящим каналам вдоль региональных структур глубокого заложения.

Вплоть до 1956 г. считалось, что все рудные тела концентрируются в графитистых сланцах вдоль крутопадающих разрывных структур. В 1957 г. в районе Чертов Конец скважинами и подземными горными выработками на участке III продуктивной зоны была установлена изоклиная рудная складка с хорошо сохранившимся неэродированным замком. Позже, в 1959 г., в IY продуктивной зоне южнее Пуклишова и Троичной штольни у Кухни была обнаружена опрокинутая складка (см. рис. 3).

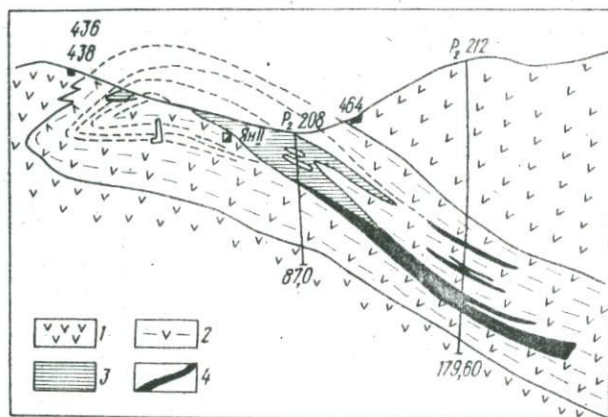


Рис. 3. Геологический разрез района Чертов Конец (по Р. Жаковскому):  
1 - амфиболиты; 2 - актинолитовые сланцы; 3 - графитовые сланцы; 4 - рудные тела.

Обычно в складчатых структурах наблюдается стратифицированное послойное распределение рудных залежей и то исключительно там, где рудовмещающие графитистые сланцы тесно ассоциируют с метавулканитами определенных импульсов (продуктивные зоны Р. Жаковского). Все остальные интервалы графитистых сланцев заражены пиритом в концентрации, обычной для пород с большим количеством углистого детрита.

В главных залежах руд наблюдаются постепенные переходы от безрудных пород к богатым рудным линзам, причем рудная залежь повторяет контур графитистых сланцев и вместе с ними пальцеобразно выклинивается по склонению, что хорошо видно на одной из крупнейших залежей - Августин. Здесь длина залежи достигает бо-

лее 1000 м, а мощность - 70 м. Небольшие рудные линзы, например Карол, расположенные к юго-востоку от залежи Августин, не имея самостоятельного промышленного значения, интересны тем, что стратиграфически абсолютно коррелируются с ними и тем самым дают возможность более четко судить об одном из существенных рудоконтролирующих факторов (Žekovský, 1962).

В стратифицированных рудных залежах С.Полак (Polak, 1956) исследовал пиритсодержащие породы месторождения Пезинок. Его наблюдения показали, что речь идет о "ясно выраженной метаморфической структуре руд". При этом выделяются два типа руд: 1) со слабо выраженной параллельной текстурой и с желваками графитистых кварцитов; 2) с ясно выраженной параллельной текстурой благодаря упорядоченному положению чешуек графита.

В первом типе руд желваки состоят из тонкозернистого графитового кварцита с мельчайшими, едва различимыми простым глазом зернышками пирита. Форма желваков различная, но выделяются плоские изометрические включения размером от нескольких долей сантиметра до 10 см.

Во втором случае хорошо видны вытянутые линзочки длиной до 10 см и шириной 2 - 15 мм, которые располагаются в виде прерывистых прослоек со сланцевой текстурой, соответствующей первоначальной слоистости метаморфизованной породы. Графитистые прослойки слабо минерализованы.

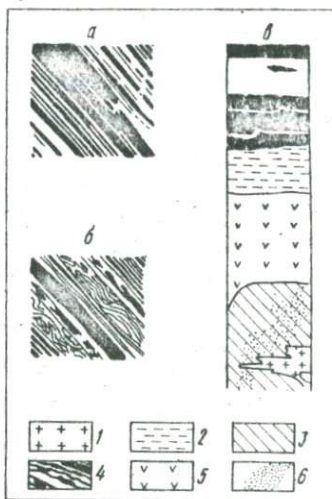
Подобные текстуры наблюдал С.Полак южнее вершины Чмеле на площади Перникской рудной полосы в филитоподобных породах.

Полосчатая структура породы обусловлена чередованием кварцево-графитовых прослоек, состоящих почти исключительно из пирита с небольшим количеством кварца. Иногда видны и более светлые слои, содержащие больше кварца, меньше графита и пирита, которые затем переходят в кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые филлиты. Все прослойки, включая рудные, всегда параллельны между собой (рис. 4). Мощность их - от долей миллиметров до 15 мм. Мощность некоторых рудных прослоев достигает 0,50 м; они состоят почти целиком из пирита, чередование отдельных полосок неясное.

В слюдорудных породах обнаружена ясно выраженная гофрировка (рябь) между параллельными горизонтальными прослоями. Обычно она приурочена к плотным первоначально алевролитовым слоям.

Рис. 4. Стратиграфо-литологическая колонка Пезинокского месторождения (б); зональность в первичном распределении рудного вещества во вмещающих сланцах (а); мелкие псевдоскладки внутри полосчатых руд (б) — по С.Полаку:

1 — интрузии гранитов; 2 — филлиты с примесью туфового материала; 3 — филлиты; 4 — графитистые филлиты с рудными линзами; 5 — амфиболиты; 6 — зона контактового метаморфизма.



Межпластовая гофрировка проявляется в виде мелких опрокинутых псевдоскладок размером до 10 см (см. рис. 4). Крылья складок обычно вытянуты, а в местах резких изгибов наблюдается накопление кварц-графитового материала. По мнению Р.Жаковского (Жаковску, 1962), это следы ряби, вызванной волнениями воды при подводных взрывах и землетрясениях. Одновременно с отложением углистых алевролитов происходили подводные эксталяции с выделением сернистых соединений. Различные количественные соотношения терригенного материала и сульфидов привели к образованию полосчатой текстуры.

В стратифицированных залежах Пезинок-Перникского рудного региона различают руды вкрапленные, полосчатые и сланцеватые, компактные. Все они часто характеризуются разным минеральным составом, и между ними существуют взаимные переходы.

Графит-кварц-сульфидные руды бывают сланцеватые, иногда полосчатые, толстослоистые или массивные. Количество графита в них весьма различно. Компактные руды — крупнозернистые, сланцеватые — тонкозернистые. Там, где метаморфизм проявился сильнее, появляется больше пирротина (за счет пирита). Основными компонентами руд являются кварц, графит (или углистое вещество) и пирит (реже — пирротин). Аксессуары сульфидов — сфалерит, халькопирит. Руды обычно залегают как пласты, мощные прослои или плоские линзы с резким или постепенным переходом в окружающие породы.

Амфибол-сульфидные руды бывают массивные или толстослоистые. Количество кварца, графита и амфибола разное, вследствие чего образуются переходные типы руд вплоть до вкрапленного. Вкрапленники рассматриваются как продукт многих процессов в зависимости от обстановки, в которой формировалась вмещающая порода: от осадочно-вулканогенного процесса в туффитовых разновидностях до сингенетично-биохимического в обычных осадках.

Кварц-сульфидный тип отличается массивной текстурой и сравнительно грубозернистой структурой, но по составу близок к описанным. Главные минералы: кварц и сульфиды, среди которых преобладает пирротин (в слабо метаморфизованных разностях - пирит). Графита и других нерудных минералов намного меньше. При высоком содержании сульфидов образуются массивные колчеданные руды в виде ограниченных раздутых линз на границе метаэффузивов и графитистых сланцев.

Б.Самбел (Sambel, 1969) приводит результаты химических анализов пиритов из сланцеватых полосчатых руд и из массивных руд. В первом случае содержание Co составило в среднем по пиритам 0,0076 %, Ni - 0,167 %; во втором: Co - 0,014 %, Ni - 0,162 %, что показательно для пиритов сингенетического, вместе с вмещающими породами, процесса накопления.

В пользу подобного положения свидетельствует также факт о том, что такие руды после гидротермального воздействия на них продуктов герцинских интрузий характеризуются иной картиной: среднее содержание кобальта в пирите составляет 0,0076 %, а никеля - снижается до 0,047 %.

Кроме послонных стратифицированных залежей в районе известны вкрапленные руды в амфиболитовых породах гипабисального происхождения. Концентрация сульфидов здесь невелика, но рудовмещающие породы метаморфизованы в одинаковой степени с вулканогенно-осадочными. Б.Самбел (Sambel, 1956) считает, что эти породы - дериваты древнего субвулканического комплекса, а рудные включения - производные "пневматоликвационного процесса". При этом в породе наблюдается выкристаллизация в первую очередь вкрапленников амфиболов, а вслед за ними образуются сульфиды в основной массе пород, что весьма примечательно для такого рода руд.

По результатам анализов пиритов вкрапленного типа (Sambel, 1969), содержание кобальта в среднем составляет 0,089 %, а никеля - 0,075 %, что является разительным контрастом с предыдущими.

В районе встречается импрегнационный и гидротермальный жильный типы оруденения. Импрегнационное оруденение гидротермального происхождения обуславливает значительное изменение химического состава вмещающих пород. Б.Цамбел (Cамбел, 1960) отмечает, что процесс импрегнационной пиритизации происходил уже в период проявлений офиолитового геосинклинального магматизма, особенно на участках внедрения его гипабисальных аналогов (процесс древней пропицитизации вулканических магм).

Б.Цамбел (Cамбел, 1960) различает древний процесс гидротермального рудоотложения от позднего процесса импрегнации, который наложился на все типы кристаллических пород, включая герцинские гранитоиды. Это постмагматический (позднегерцинский) гидротермальный процесс рудообразования, который проявился в районе в виде антимонитового и полиметаллического оруденений. При этом изменение состава вмещающих пород весьма незначительно.

Что касается генетических представлений о месторождениях Пезинок-Перникского района, то они претерпели определенную эволюцию за последние 25 лет.

В 1950 г. Б.Цамбел считал месторождения гидротермальными, связанными с постмагматическими растворами гранитоидных интрузий. В 1952 г. он изменил точку зрения, считая процесс формирования руд пневматолитово-гидротермальным в результате габброидного магматизма, причем выделял пиритовые залежи и более молодые по отношению к ним антимонитовые.

В 1952 г. в данном районе развернулись активные геолого-разведочные работы, которые позволили С.Полаку (1956) собрать богатый фактический материал на месторождениях Фердинанд, Каролина, Августин, Надей, Кристина и Павел и выступить с концепцией о связи оруденения с гидротермами и эксталяциями древнепалеозойского вулканизма в процессе седиментации (полосчатые структуры актинолитовых сланцев, стратифицированные горизонты пиритовых руд в районе Мысарского Островца и т.д.).

Позже, начиная с 1956 г., его взгляды начинает разделять Б.Цамбел (Cамбел, 1956, 1960, 1969), который пересматривает свою позицию под влиянием нового фактического материала.

В настоящее время процесс формирования рудных залежей в кембрийских отложениях Пезинок-Перникского района рассматривают как многогранный процесс. Стратифицированные рудные тела считают продуктом накопления рудных минералов в период седиментации

вблизи вулканических центров в процессе периодических эксгаляций и излияния гидротермальных растворов в водоем.

Жильные рудные тела – производные от постмагматической гидротермальной деятельности двух периодов: каледонского (связанного с субвулканическими интрузиями) и позднегерцинского (связанного с гранитоидным магматизмом).

Вкрапленные руды – продукт ликвационного и наложенного пневматолитового процессов.

Окончательное формирование рудных залежей связывают с метаморфизмом продуктивных толщ в герцинский период (процессы регионального и контактового метаморфизма и динамометаморфизма), с образованием кристаллоблоков амфибола типа актинолита и тремолита, биотита, мусковита и пирротина за счет пирита.

В последующем рудные линзы были подвержены дроблению и разрывам по ожившим тектоническим структурам в альпийский этап развития страны.

#### Месторождения Восточных Карпат

На территории Восточных Карпат на протяжении более 200 км располагается зона рудной минерализации, приуроченная к вулканогенно-осадочным породам кембрия. При этом в разрезе выделяются две пачки – нижняя и верхняя. Нижняя, более древняя, насыщена в большей степени продуктами основного вулканизма начального этапа развития кембрийской эвгеосинклинали и содержит марганцевые и железные руды. Верхняя соответствует стадии развития кислого вулканизма и содержит залежи полиметаллических, медных руд и урановой минерализации. Подобная картина пространственного распределения этих руд характерна для всего Карпатского региона и была отмечена нами ранее (Жуков и др., 1970).

В нижней пачке промышленное значение имеют марганцевые руды (румынская часть Восточных Карпат). Оценку отдельных рудопоявлений и месторождений района давали Ю.Токарски (Токареки, 1934), Р.Краевски (Krajewski, 1938), Н.С.Видякин (1966).

Марганцевые руды залегают согласно со слоистостью вмещающих пород (черных кварцитов), которые составляют нижнюю часть терригенно-вулканогенных пород эпизональной серии в Румынии или бала-синувской свиты в Чивчинах (Украинские Карпаты). В Чивчинских горах это – рудопоявление хребта Прелучный и др.; в румынской части Мармароша – месторождения Даду, Верхней Быстрицы – Таль, Киокапешти (Якобень), Саруль Дорней, Деалул Русулуй и др.

Под продуктивной частью разреза обычно наблюдаются метавулканогенные породы основного состава: зеленосланцевые породы, линзовидные тела амфиболитов, актинолитовых, эпидот-актинолитовых и актинолит-хлоритовых сланцев, встречаются тела зеленовато-серых мелкозернистых полевошпат-кварцевых порфиroidов, переслаивающихся с зелеными слабо ороговикованными хлоритовыми сланцами.

Перекрываются черные кварциты повсеместно вулканогенными образованиями кислого состава (порфиroidами).

Во всех без исключения случаях залежи марганца вместе с вмещающими породами смяты в узкие альпинотипные складки, синклиналиальная часть которых сохранилась от денудации в небольших блоковых "провалах" под воздействием явно пострудной разрывной тектоники (рис. 5).

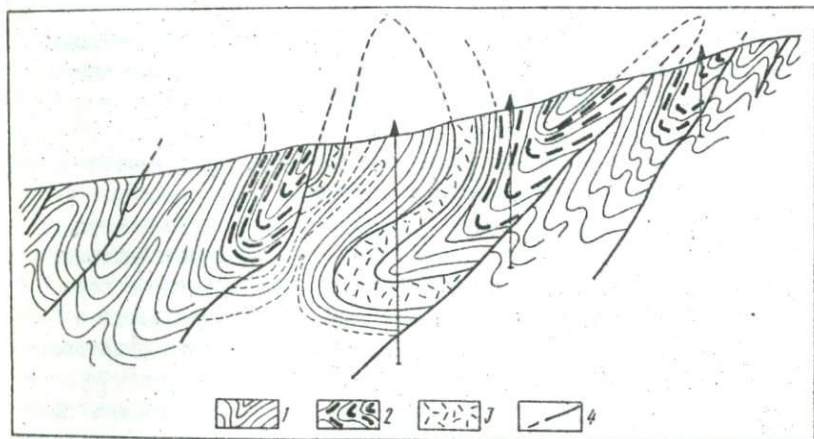


Рис. 5. Месторождение марганцевых руд Даду в кристаллических сланцах Восточных Карпат. Геологический разрез (по Т.Индрициану и др., 1966):  
1 - кварц-серпидитовые сланцы; 2 - залежи марганцевых руд; 3 - порфиroidы; 4 - разрывные нарушения.

В пределах горизонта черных кварцитов промышленные руды образуют линзовидные залежи с совершенно постепенными и неразличимыми визуальными переходами в "пустые" породы. По химическим анализам Р.Краевского (Krajewski, 1938) и Т.Индрициану и др. (Indricianu, 1966) наблюдается обратная зависимость между содержа-

## Химический состав марганцевых руд Восточных Карпат

Анализируемые породы и руды	Содержание, %		
	Mn	Fe	SiO <sub>2</sub>
Украинская часть Мармароша			
Рудные линзы	30,0	8	23
Мелкие рудные залежи	16,9	17,2	43,8
Рудовмещающие породы (черные кварциты)	8,1	8,5	67,8
Румынская часть Мармароша			
Рудные линзы	60		10
Рудовмещающие породы	10-20	10-20	50

ниями SiO<sub>2</sub> и марганца при переходе из рудной линзы в "пустую" породу (табл. 5).

Минеральный состав руд отвечает двум этапам их формирования. Первичные руды представлены кремнисто-карбонатными (родонит-родохрозитовыми) разностями, а вторичные - окислами и гидроокислами марганца и железа.

Кремнисто-карбонатные руды - плотные массивные мелкозернистые породы с пятнистой окраской серого, розовато-серого или розового цвета, обусловленной текстурными особенностями руд. Сложены они родонитом и родохрозитом, а также (в незначительных количествах) кварцем, кальцитом, марганцевым амфибол-асбестом (даннеморитом), гранатом, углистым веществом и др. Всегда в этих рудах наблюдается примесь мелко-аллотриоморфнозернистого пирита, галенита, сфалерита и халькопирита.

Окисленные руды образовались в результате гипергенных процессов в местах вскрытия рудной залежи агентами эрозии. Степень развития окислых руд в значительной степени зависит от их трещиноватости. Состоят руды из окислов марганца с небольшой примесью углекислых соединений марганца, кальция и магния, гидроокислов железа и марганца и свободного кремнезема. Отмечаются, естественно, реликты родонита и родохрозита.

Все без исключения исследователи, занимавшиеся рудами марганца в кембрийской толще Восточных Карпат, считают их вулканогенно-осадочными образованиями, впоследствии подвергшимися процессам метаморфизма, а затем влиянию гипергенеза. По мнению Н.С.Видякина и С.Г.Рудакова (1966), устойчивое прогибание в

период геосинклинального развития региона сменилось во время накопления черных кварцитов поднятием соответствующей регрессии моря и началом вулканической деятельности. Образовался обширный водоем с неровным рельефом дна и окружающая равнинная местность с большими озерами. Обильная растительность обусловила формирование благоприятной среды, а вулканическая деятельность – поступление рудообразующих растворов. Критерии рудообразования в подобных условиях подробно разработаны в исследованиях Н.М.Страхова (1965), Ч.Ф.Парка, Р.А.Мак-Дормида (1966) и др.

Месторождения и рудопроявления свинца, цинка, меди и других металлов прослеживаются от северо-западного окончания Мармароша до Волана на юге Восточных Карпат. Здесь известны рудопроявления Кобылецко-Полянское, Раховское, Полонское, Сауляк, Прилуки, Б.Веснарка и другие на территории Украинских Карпат, а также среди месторождений района Борша, района Фундул Молдовой, Лешул Урсулуй, Приматару и т.д. Все они располагаются в пределах метаморфизованной терригенно-вулканогенной свиты нижнего палеозоя Мармароша (аналог – деловецкая свита Раховского массива). По характеру залегания выделяют два типа руд: послойные стратифицированные залежи и секущие жильные тела. Стратифицированные залежи представляют наибольший промышленный интерес, а руды в жильных структурах сосредоточены на мелких месторождениях, эксплуатация которых в настоящее время нерентабельна. Самой характерной чертой месторождений, залегающих в породах кембрия, является прежде всего их четкая стратиграфическая приуроченность. Рудные тела образуют согласные послойные залежи в верхней части терригенно-вулканогенной свиты. В рудовмещающей пачке рудные тела встречаются чаще всего в двух, реже – в трех горизонтах (рис. 6). Нижний горизонт представляет собой полиметаллическую залежь (Лешул Урсулуй I), второй и особенно третий – отличаются большим количеством меди (Лешул Урсулуй II и III, Фундул Молдовой II и т.п.) (рис. 7). При посещении рудных месторождений Восточных Карпат в 1966 г. мы заметили, что для рудовмещающих пород нижнего горизонта характерен комплекс метавулканитов основного состава (амфиболиты и амфиболовые сланцы), для II и III – порфиroidные образования, первичный состав которых отвечает бескварцевым альбитофирам, фельзитовидным кварцевым порфирам, их туфам, туффитам и т.д. В верхних горизонтах одновременно с повышением удельного веса меди в руде в некоторых случаях появляются минералы урана – наст-

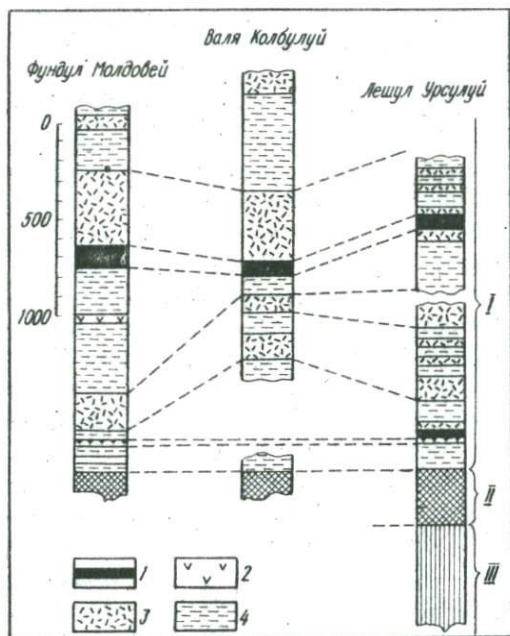


Рис. 6. Положение рудоносных горизонтов в стратиграфических разрезах кембрия Восточных Карпат (по Х.Краутнеру): I - комплекс метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород основного и кислого составов; II - комплекс черных кварцитов и сланцев; III - комплекс серицит-хлоритовых сланцев; 1 - рудоносные горизонты; метавулканиты: 2 - основного состава; 3 - кислого состава; 4 - парасланцы.

уран и урановые черни. При этом общая зараженность горизонта сульфидами сохраняется, но их суммарное содержание снижается до I - 2% и менее.

В связи с этим интересны наблюдения, связанные с выяснением природы радиоактивности во вмещающих рудную залежь породах. Вместе с Д.А.Лесным мы исследовали естественную радиоактивность пород Раховского кристаллического массива (Жуков и др., 1970). Выяснено, что содержание урана в городах порфиroidной пачки выше, чем в подстилающих белопотокских породах и в перекрывающих берлешбашских образованиях. Например, среднее содержание урана в слан-

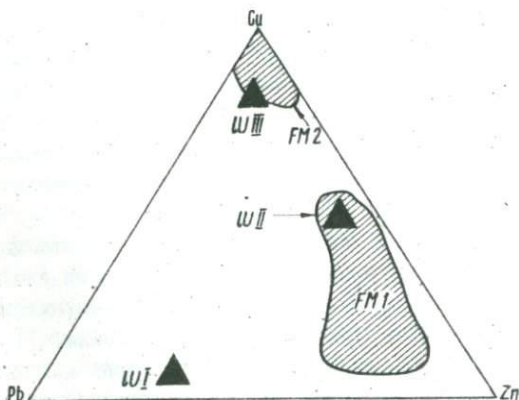


Рис. 7. Диаграмма соотношения между содержаниями  $Cu$ ,  $Pb$  и  $Zn$  в рудных залежах различных горизонтов месторождений Лешул Урсулуй и Фундул Молдовой (по X. Краутнеру).

цах деловецкой свиты составляет  $4,7 \cdot 10^{-4}$  –  $4,9 \cdot 10^{-4}$ , в сланцах белопотокской свиты –  $3,0 \cdot 10^{-4}$  –  $4,6 \cdot 10^{-4}$ , а в сланцах берлебашской свиты всего лишь  $1,9 \cdot 10^{-4}\%$ . Аналогичные результаты получены при анализе парагнейсов деловецкой ( $4,9 \cdot 10^{-4}\%$ ) и белопотокской ( $3,2 \cdot 10^{-4}\%$ ) свит. Собственно метапроизводные вулканогенных пород содержат еще больше урана, чем сланцы этого же стратиграфического интервала ( $11 \cdot 10^{-4} \cdot 10^{-3}\%$ ), причем увеличение содержания урана отмечается при переходе от дацитовых разновидностей ( $2,6-7,1 \cdot 10^{-4}\%$ ) к липаритовым ( $11 \cdot 10^{-3}\%$ ). В содержании остальных рудных элементов намечается аналогичная закономерность.

Г.Питуля (Janovici, Pitulea, 1965) совместил литологию с данными радиометрических измерений по стратиграфическому разрезу древнего палеозоя румынской части Мармароша. Аналогично нашим наблюдениям им получены небольшие значения радиоактивности пород для нижнего терригенного комплекса, особенно в тех местах, где профиль пересекает черные (марганецсодержащие) кварциты, известняки и известковистые сланцы.

Радиоактивность здесь увеличивается при переходе к вулканогенно-терригенным породам средней части разреза. Максимальные значения соответствуют горизонтам порфиридных пород, а наиболь-

шие из них - самому верхнему. Относительно высокие значения радиоактивности свойственны и некоторым близлежащим к ним графитистым сланцам, в отличие от минимальных значений в других, залегающих в отдалении от радиоактивных порфиroidных пород. Минимальные значения в разрезе характерны не только для таких сланцев, а и для горизонтов основных туффитовых сланцев и кристаллических известняков.

Радиоактивность верхнего терригенного горизонта значительно меньше, чем предыдущего, а минимальные ее значения свойственны прослоям основных туффитовых сланцев и черным кварцитам. В. Яновичи, Г. Питуля и М. Лемне (Janowici, Pitulea, Lemne, 1967) провели серию анализов, чтобы выяснить корреляционные связи между петрографическим составом пород эпиметаморфической серии (терригенно-вулканогенная свита кембрия), не нарушенных разрывной тектоникой, и содержанием урана в них. Наибольшая концентрация урана (более 0,0005 %) свойственна порфиroidным гнейсам типа "Мындра", "Петросул Быстрица" и кислым "порфиroidным" туфам. Первичный состав гнейсов "Мындра" - рапакиви и адамелиты, "Петросул Быстрица" - гранодиорит-порфириты. В эту же группу входят и залегающие среди магматических пород слюдяные сланцы, биотитовые парагнейсы и графитовые сланцы, в отличие от их литологических аналогов в породах терригенной свиты.

Вторая группа пород с содержанием урана до 0,0003 % представлена различными кристаллическими сланцами с небольшим количеством кварца, кислыми метатуффитами и графитистыми известняками.

Третья группа (содержание урана до 0,0001 %) характеризуется амфиболитами, метатуфами основного состава и некоторыми графитистыми известняками.

К практически стерильным породам четвертой группы относят кристаллические известняки. Однако и в некоторых пробах последних обнаружено повышенное содержание урана (0,00022 - 0,00086 %). Петрографическое исследование этих образцов показало, что в этих случаях в известняках отмечено наличие графита или ритмичное чередование микропропластков карбонатов, биотита и мусковита.

Г. Питуля и М. Лемне объясняют повышенную концентрацию урана в таких породах процессом первичного его накопления в углях, торфах, углистых сланцах и т.п. на небольших глубинах водоемов путем фиксации ионов уранила гумусовыми кислотами. Уже впослед-

ствии под влиянием регионального метаморфизма породы были превращены в урансодержащие графитистые разновидности.

В участках, где описываемые породы попадают в зоны активного проявления разрывной и трещинной тектоники, с ростом интенсивности явлений диафтореза уменьшается содержание урана, что связывают с процессами выщелачивания металла при интенсивной циркуляции растворов в молодых структурах. Например, в ненарушенных порфироидах "Мындра" содержание урана в среднем составляет 0,0005 %, в диафторизованных - 0,0001 %.

Необходимо обратить внимание не только на вертикальную зональность в распределении полиметаллической, медной и урановой минерализации, а и на горизонтальную.

Вдоль полосы вулканогенных пород нижнего палеозоя Восточных Карпат в направлении с севера на юг изменяется качественный состав рудной минерализации. В северной части региона, где преобладают вулканы кислого состава, но встречаются и основные метаэффузивы, наблюдается бедная полиметаллическая и окисная минерализация; к югу в районе Бая Борша-Бурлоая - колчеданные и медные руды со значительной примесью касситеритовой минерализации, еще юго-восточнее - полиметаллические, медные и медно-полиметаллические (с урановыми минералами) залежи, которые сменяются зоной полиметаллической минерализации.

Рудопроявление северного окончания кристаллического ядра Восточных Карпат приурочено к крупной антиклинальной складке, сложенной породами - аналогами белопотокской и деловецкой свит.

Складка осложнена разломами, блоковыми перемещениями и наложенными мутьдообразными прогибами местного значения, выполненными мезозойскими пестроцветными отложениями. Домезозойские кристаллические образования представлены двуслодяными сланцами и гнейсами, а выше - хлорит-слюдисто-кварцевыми сланцами, зеленокаменными породами типа амфиболовых сланцев, гнейсами, порфироидами и мета-габбро-диабазами, контактирующими на северо-востоке по региональному разлому с пестроцветными филлитами мезозоя.

Гнейсо-сланцевые метаморфические породы на севере участка прорываются гранитогнейсами (гранитоидами Яворникового типа), образующими изометричное тело (размером 1x1,5 км), окруженное зонами мигматизации. По данным А.К.Бойко (1970), возраст гранитоидов - 325 млн. лет. Гранитогнейсы, в свою очередь, пересекаются дайками диабазов мощностью 1 - 10 м и длиной от первых десятков метров до 200 м.

Среди сланцев находятся и небольшие (первые десятки - сотни метров) тела метагаббро-диабазов, превращенных в амфиболиты, имеющие штокообразную и дайкообразную формы, а также кислые субвулканические образования типа порфириидов. Последние образуют ряд разобнесенных крупных тел размером в первые сотни метров (0,2 x 0,5 км), вытянутые так же, как и тела метагаббро-диабазов, вдоль основной структуры участка. Порфирииды сильно рассланцованы, в связи с чем их порфиробластовая структура не всегда четко микроскопически выражена. Тела порфириидов дифференцированы. Центральная часть сложена наиболее раскристаллизованными разностями, отвечающими по составу кварцевым и бескварцевым альбитофирмам. Краевые части менее раскристаллизованы, фельзитовидные и по составу отвечают кварцевым порфирам.

Рудопоявление приурочено к изгибу юго-западного крыла брахиантиклинали. Участок имеет блоковое строение, обусловленное разновозрастными и разнонаправленными разрывными структурами. Характер залегания пород в блоках различный (рис. 8). Они в основном субмеридионального или северо-западного простирания; образуют в отдельных блоках не только антиклинальные складки полного профиля, но иногда сохраняют лишь часть этих складок вплоть до моноклинального залегания пород.

Основной разрывной структурой участка является крутопадающая зона северо-западного простирания, отделяющая блок метаморфических пород от мезозойских образований. Здесь же известны локально развитые надвиги кристаллических пород на образования мезозоя, а также молодые сбросово-сдвиговые структуры северо-восточного простирания.

Главный тектонический шов, проходящий на границе палеозойских и мезозойских пород, оперяется многочисленными зонами межпластового смятия и интенсивного рассланцевания, к которому и приурочена рудная минерализация.

Участки рудной минерализации не выдержаны, часто выклиниваются или смещаются по простиранию пострудной тектоники, иногда кулисообразно залегая относительно друг друга.

Распределение рудных минералов в зонах крайне невыдержанное и неравномерное. Среди них установлены халькопирит, пирит, сфалерит и галенит, а также отдельные мелкие агрегаты урановой смолки, в меньшей степени - высокоуглеродистый ураноносный битум типа антраксолита, а также многочисленные окислы. В урано-

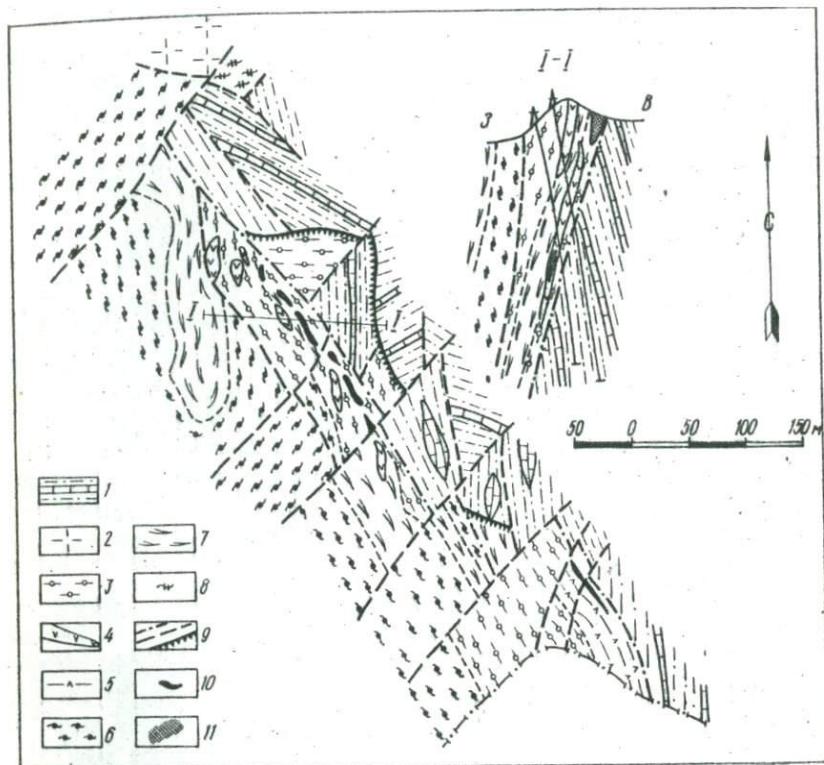


Рис. 8. Схематический геологический план и разрез северного участка (по В.Шумлянскому):

1 - пестроцветные филлиты с прослоями известняков; 2 - гранито-гнейсы яворникского типа; 3 - 8 - нижний палеозой: 3 - порфириды; 4 - ортоамфиболиты; 5 - зеленокаменные породы; 6 - очковые гнейсы и сланцы; 7 - кварц-хлорит-серцитовые сланцы; 8 - амфиболовые и двуслюдяные гнейсы; 9 - разрывные структуры: а - сбросы; б - сбросо-сдвиги; в - надвиги; 10 - рудная минерализация; 11 - участки интенсивного рассланцевания.

вых минералах отмечается повышенное содержание (%): свинца (до 0,5), молибдена (0,01), никеля (0,03), кобальта (0,02), бария (0,2).

Определения возраста настурана из минерализованной зоны со-

ставили  $\frac{206_{Pb}}{238_{U}}$  - 146 млн. лет;  $\frac{207_{Pb}}{235_{U}}$  - 150 млн. лет и  $\frac{207_{Pb}}{206_{Pb}}$  -

200 млн. лет, что совпадает с фазами тектонической активности, особенно активно проявившимися в юрское время.

В Чивчинских горах выявлено более 80 мелких редкометальных месторождений и рудопроявлений, промышленная ценность которых весьма сомнительная.

Небольшие размеры рудных тел, локальность распространения зон минерализации, мелкая блоковая тектоника не позволили обосновать заложение серьезных горных работ, и геологические заключения даны на основании проходки легких выработок: небольших штолен, канав и поисковых скважин. Количество литературных источников по рудным проявлениям Чивчинских гор невелико (Видякин, 1966; Матковский та ін., 1966). Среди рудных месторождений, кроме марганцевых, выделяют колчеданные, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические и полиметаллические залежи. По морфологическим признакам среди них отмечаются послойные линзы, продольные зоны минерализации, сложные ветвящиеся прожилки и гнезда. Все без исключения авторы геологических исследований считают, что рудопроявления района сформировались в домезозойский период. Об этом свидетельствуют:

- 1) отсутствие следов гидротермальных изменений в породах мезо-кайнозоя и его широкое развитие в метаморфическом комплексе;
- 2) структурный контроль зон минерализации со стороны тектонических нарушений северо-западного простирания (субкарпатского), которые в большинстве случаев приурочены к осевым частям антиклинальных и синклинальных складок и представляют собой зоны дробления, трещиноватости и расщепления, образовавшиеся в основную фазу герцинской складчатости;
- 3) разрывные нарушения послемелового возраста являются сбросово-сдвиговыми, характеризуются северо-восточным простиранием и обрезают зоны, контролирующие оруденение;
- 4) наличие обломков руд и вмещающих их метаморфитов в молодых сбросово-сдвиговых структурах;
- 5) вмещающими породами являются метаморфиты, первичный состав которых соответствует вулканитам кислого состава и их пирокластическим производным;
- 6) возраст осветленных сланцев, вмещающих рудные залежи, - 286 - 297 млн. лет и практически не отличается от возраста метаморфизма окружающего кристаллического комплекса (282 - 308 млн. лет);

7)  $\sigma^{34}S$  в послонных колчеданных залежах составляет от +3,8 до +21% (определения лаборатории геохимии стабильных изотопов ИФМ АН УССР, 1976 г.).

Рудный район Бая Борша-Бурлоая М.Соколеску и др. (Sokolesku et al., 1962) описывают как вытянутую в северном направлении синклиналь, разбитую на блоки многочисленными поперечными нарушениями. Синклиналь сложена породами терригенно-вулканогенной свиты нижнего палеозоя: серицитовыми и графитовыми сланцами; порфироидами (большей частью метатупами), перекрытыми осадочными образованиями мезозоя. Вся толща осадочно-метаморфических пород прорвана неогеновыми вулканитами и гранитными интрузиями. Прямой связи рудных залежей с молодыми магматическими образованиями установить не удалось.

Как и в сопредельных районах Лешул Урсулуй, Фундул Молдовой, Приматару и других месторождений полиметаллов и колчеданных руд, в районе Бая Борша-Бурлоая рудные тела имеют пластообразную форму и аналогичный состав руд: пиритовые, халькопиритовые и промежуточные между ними комплексные залежи, которые содержат касситеритовую минерализацию.

В колчеданных залежах, где главный рудный минерал - пирит образует массивную мелкозернистую массу, касситерит наблюдается в виде тончайших включений, видимых только под микроскопом. В руде обнаружено незначительное количество равномерно распределенных сфалерита, галенита, халькопирита, молибденита и др. Медные руды характеризуются полосчатой текстурой и крупнозернистой структурой; основное место в них занимают пирит и халькопирит, второстепенное - сфалерит, тетраэдрит, висмутин, касситерит и др. Промежуточные руды по минералогическому составу от первых двух отличаются лишь менее контрастным минералогическим составом и наличием самородного золота.

Продолжением зоны Бая Борша-Бурлоая к юго-востоку является цепочка рудных залежей района Фундул Молдовой, которые представлены исключительно пирит-халькопиритовой минерализацией. В 1966 г. мы описали с помощью геолога Г.Питули стратиграфический разрез района месторождения. Снизу вверх здесь следует выделять:

- 1) порфиroidы (метаэффузивы и их тупы) мощностью 80 - 200 м;
- 2) пачку парасланцев различного состава мощностью 250 - 400 м;
- 3) горизонт амфиболитов (метаэффузивов основного состава) до 50 м;

4) 200-метровую пачку серицит-хлоритовых сланцев с прослоями графитисто-хлоритовых сланцев; в верхней части хлоритовые сланцы (туффитоиды основного состава) с рудной промышленной минерализацией;

5) туфогенные породы с вкрапленностью пирита;

6) метаморфизованные кварцевые порфиры.

Промышленные рудные залежи сложены в основном массивными послойными рудами. Иногда в них наряду с пиритом и халькопиритом встречается магнетит. Мелкие кварц-халькопиритовые прожилки развивались исключительно по зонам древней трещиноватости и не выходили за пределы рудовмещающих пород. Их мощность составляет 1 - 5 мм.

М.Савул и В.Померляну (Savul, Pomerleanu, 1962) провели серию палеогеотермических исследований, на основании которых сделан вывод о том, что кварц, взятый на анализ из рудного тела, претерпел такой же эпизональный метаморфизм, что и кварц вмещающих пород.

В табл. 6 приведены результаты усредненных палеогеотермических исследований включений кварца на участке Путул Гумбольдт.

Т а б л и ц а 6  
Палеогеотермические исследования

Вмещающая порода	Температура, °С		
	от	до	средняя
Сланцы кристаллические	101	172	133
Порфиригенные породы	116	165	146
Импрегнационный халькопирит	130	145	137
Массивные руды	91	133	112

По образцам, отобраным этими же исследованиями из штольни Дядул Негру, получены следующие усредненные данные:

1) импрегнация пирита и халькопирита в серицитовых сланцах (средняя температура - 129,3 - 141,3°С);

2) по включениям кварца в стерильных серицит-хлоритовых сланцах - 120,4°С.

Рудный район Лешул Урсулуй, расположенный на непосредственном продолжении рудоносной вулканогенно-терригенной полосы района Фундул Молдовой, более насыщен рудоносными горизонтами. Обычно в его разрезе содержится два-три горизонта. Первый из них (нижний) сложен плотными колчеданными рудами мощностью 2 - 12 м. Подстилается горизонт древними эффузивами основного состава (амфиболитами) и сопровождающими их хлоритовыми сланцами, пере-

крывается серицитовыми сланцами и порфиrogenными породами. Руда представлена тонкокристаллическим серным колчеданом и "оруденными бактериями", сохранившими начальную гелевую структуру. Между идиобластами серного колчедана наблюдается определенное количество кварца, галенита, сфалерита, медного и магнитного колчедана, которые образовали взаимопроросшую структуру. Арсенопирит и магнетит играют подчиненную роль.

Второй горизонт – медноколчеданные руды – представлены массивными и полосчатыми рудами. Подстилаются они породами порфиroidной серии и перекрываются графитовыми сланцами. Руда сложена в основном прожилками халькопирита и сопутствующих ему сфалерита, арсенопирита и т.п., которые считаются метаморфными образованиями.

Третий горизонт – весьма изменчивый по составу руд, которые залегают в хлоритовых сланцах и амфиболитах и перекрываются кварцитовыми сланцами с прослоями графитовых сланцев. Рудные залежи состоят из вкрапленного халькопирита (3 – 4%), пирита (10 – 15%), сфалерита и т.п. В этом горизонте происходит быстрая смена руд по простиранию сланцев. Например, в районе Круча это – линзы пиротина, на участке штольни Исиоя увеличивается концентрация арсенопирита либо появляются линзы богатых свинцово-цинковых руд и, наконец, урановая минерализация.

Вывод о превалирующем значении тех или иных рудных элементов в массивных рудах в зависимости от стратиграфического положения минерализованного горизонта подтверждается геохимическими исследованиями. На рис. 7 видно, что массивные руды I горизонта обогащены свинцом и цинком, а II и III – медью.

Рудные пласти и линзовидные залежи как в районе Лешул<sup>4</sup>Урсудуй, так и во всех других случаях синхронно с вмещающими кристаллическими сланцами смяты в складки (рис. 9). Наблюдаются постепенные переходы массивных и полосчатых руд во вмещающие безрудные сланцы либо в сланцы, содержащие вкрапленные разновидности минерализации (рис. 10). Как в районе месторождения Лешул Урсудуй, так и в других аналогичных рудных районах Восточных Карпат нередко можно наблюдать результаты эпигенетической мобилизации и переноса рудного вещества в период метаморфизма. В подавляющем большинстве случаев это мелкие (иногда миллиметровой толщины) прожилки, секущие основную сульфидную залежь, содержащую медь. Они сложены кварцем и халькопиритом, но иногда содержат заметные количества золота, серебра и цинка. Прожилки обычно про-

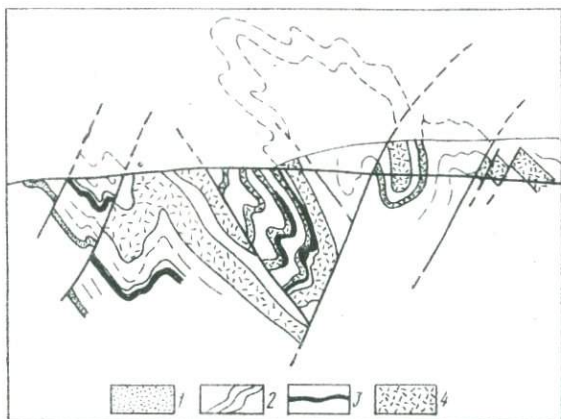


Рис. 9. Геологический разрез месторождения Лешул Урсулуй - штольня Исипоя (по Х.Краутнеру):  
 1 - черные кварциты и графитовые сланцы; 2 - серицит-графитовые сланцы; 3 - рудные линзы; 4 - метафидузивы, преимущественно основного состава.

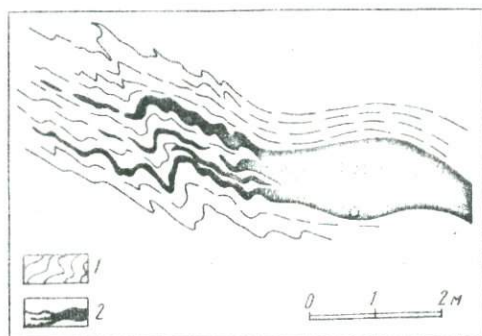


Рис. 10. Постепенный переход массивных и полосчатых руд во вмещающие безрудные сланцы на месторождении Лешул Урсулуй (по Х.Краутнеру):  
 1 - метасланцы; 2 - рудная минерализация.

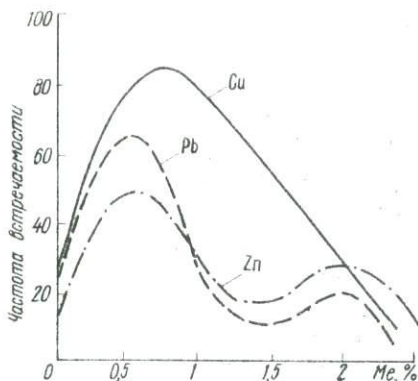


Рис. 11. Усредненное распределение содержаний Cu, Pb и Zn во вкрапленных рудах месторождения Лешул Урсулуй (по Н.Петрулиану и Л.Стецлаци).

низывает только рудную залежь и теряется на границе с кристаллическими сланцами. На рис. 11 приведены кривые усредненного распределения содержания меди, свинца и цинка для месторождения Лешул Урсулуй. С первым пиком следует связывать первичную (невысокую) концентрацию металлов, а со вторым — вторичную (максимальные содержания металлов), образовавшуюся в процессе метаморфогенного обогащения. "Поведение" меди на графике свидетельствует о правильности выводов по геологическим наблюдениям в горных выработках и о почти полном перераспределении халькопирита в процессе эпигенеза в парагенетической связи с метаморфогенным кварцем.

Как для Фундул Молдовой, так и для Лешул Урсулуй М.Савул и В.Померляну (Savul, Pomerleanu, 1962) провели серию "палеогеотермометрических" измерений и установили аналогичную закономерность в температурных условиях ракристаллизации минералов при формировании руд (табл. 7) и вмещающих пород, происходившей в процессе метаморфизма всей толщи в целом.

Палеомагнитные измерения показали древний (докембрийский) возраст рудовмещающих пород (Kräutner, 1966). Материалы М.Дессила-Кодарча и Ж.Илиеску (Dăvilă-Codârcea, 1967) свидетельствуют о несколько более высоком стратиграфическом положении этих образований. Палинологический материал, полученный ими из кристаллических сланцев и карбонатных пород вулканогенно-терригенной

Т а б л и ц а 7

"Палеогеотермические" измерения по породам  
и рудам месторождения Лешул Урсулуй

Руд- ная за- лежь	Вмещающая порода	Температура, °С		
		минимальная	максимальная	средняя
I	Серицит-хлоритовые сланцы, стерильные	103	218	150,0
II	Руда в серицитовых сланцах	134	172	154,4
I	Вкрапленники халькопирита в серицитовых сланцах	157	228	181,1
I	Вкрапленники халькопирита в хлоритовых сланцах	138	222	195,1
I	Руда в хлоритовых сланцах	157	197	172,5
I	Руда в графитовых сланцах	93	169	123,3

свиты, залегающих ниже рудного горизонта, соответствует рифею и кембрию. Этот результат совпадает с данными определениями возраста руд месторождения Лешул Урсулуй, полученными Е.Виндея (Vejndev, 1968), - 380 и 600 млн. лет, причем нижний предел принимается за начальный этап формирования руд, а верхний - за время метаморфизма вмещающих пород и руд, что сказалось в обогащении пробы радиогенным свинцом.

На продолжении медно-полиметаллической стратифицированной залежи в породах кембриа среди кислых метаэффузивов часто встречаются первичные урановые минералы. Район сложен в основном породами терригенно-вулканогенного и перекрывающего его терригенного комплексов. В состав пород вулканогенно-терригенного комплекса входят две основные пачки пород: нижняя - серицит-хлоритовые сланцы с горизонтами основных туфогенных пород и линзами графитовых сланцев в кровле пачки; верхняя пачка порфиригенная. В ней выделяют (снизу вверх): пиритизированные кварцитовые сланцы, порфирииды и туфогенные породы, а также сланцы серицит-хлоритовые и кварцитовые. Последние переходят в серицит-хлорит-кварцитовые сланцы терригенного комплекса. Залегание пород пологое (до 10 - 20°). Минерализация приурочена к зоне смятия и рассланцевания вдоль контакта сланцев и подстилающих порфириидов. Здесь встречаются халькопирит, галенит, арсенопирит, ураноносные битумы, урановые черни, реже - настуран.

Благодаря наличию урановых минералов и галенита Г.Зиновьеву и Е.Виндею (Vejndev, 1968) удалось определить возраст формирования зон минерализации (табл. 8).

Т а б л и ц а 8

Возраст формирования рудных минералов  
в Восточных Карпатах, млн. лет

Участок	$\frac{206Pb}{238U}$	$\frac{207Pb}{235U}$	$\frac{207Pb}{206Pb}$
	I	181	215
II	180	191	334
III	180	190	-
IV	-	380	600

Результаты этих определений соответствуют фазам тектонической активности, приведшим к метаморфическим преобразованиям пород и руд в герцинское и древнекеммерийское время (Жуков, 1974).

Большая часть геологов (М. Сокалеску, А. Гурэу, М. Димитреску, Х. Краутнер, Ч. Суперчиану, Ф. И. Жуков и др.) рассматривает в настоящее время полиметаллические, колчеданные и другие месторождения ядра Восточных Карпат, приуроченные к стратифицированным кембрийским вулканогенно-осадочным образованиям, как первично-вулканогенно-осадочные, впоследствии метаморфизованные, с образованием промышленных концентраций в благоприятных структурных условиях. Другие исследователи (Б. Котта, А. Колареску, Н. Петролиан) считают их "гидротермальными", молодыми, сформировавшимися в альпийское время. В качестве подтверждения своей концепции они выдвигают следующее:

- 1) существование в кристаллическом ядре секущих рудоносных жил типа Мунчелул-Мик, Футурика Кулибаба, Пырнул Числа, Рахов и др.;
- 2) альпийский возраст этой минерализации по результатам изотопного анализа свинца;
- 3) отсутствие оруденелых бактерий, пыльцы и фауны в послойных залежах.

Нам представляется, что выдвигаемые критерии молодого возраста жил как первичного не совсем аргументированы.

1. Жильные структуры с полиметаллической, колчеданной и урановой минерализацией никогда не пересекают мезо-кайнозойские образования и не выходят за пределы пород ядра.

2. Вероятнее всего, жилы являются продуктом регенерации основных послойных залежей в одну из фаз тектонической активности

либо производным совершенно иного процесса – гидротермального, связанного с постмагматическими явлениями мелового возраста.

3. Органические остатки в стратифицированных залежах и во вмещающих породах весьма проблематичны, так как до сих пор в метаморфизованной толще Карпат удалось обнаружить споры и пыльцу только в карбонатных образованиях, но не в сланцах.

Сторонники представления о древнем вулканогенно-осадочном генезисе руд имеют более веские доказательства:

1. Все месторождения полиметаллов, меди, редких металлов, марганца и железа приурочены к определенным горизонтам терригенно-вулканогенной (деловецкой) свите кембрия.

2. Выделяются два качественно различных рудоносных интервала в разрезе: нижний – марганцево-железный и верхний – медно-полиметаллически-урановый.

3. Замечена корреляция между составом вулканогенных пород и видом рудной минерализации (более основным породам соответствуют марганец-полиметаллические залежи, более кислым – медно-урановые).

4. Промышленные рудные залежи имеют линзо- и пластообразную форму залегания, образуя постепенные переходы от массивных, полосчатых руд во вкрапленные, а затем и в "пустые" породы.

5. Руды во многих случаях имеют полосчатую текстуру как результат пульсационного поступления растворов в бассейн осадко-накопления и изменения в нем окислительно-восстановительного потенциала.

6. Изотопный возраст руд отвечает периоду формирования их на различных стадиях тектонической активности при формированиях кристаллического ядра.

7. По данным Х.Краутнера, в результате метаморфизма наблюдаются: а) полное совпадение ориентировки оптических осей кварца, полюсов листочков хлорита, серицита и других минералов вмещающих пород и руд; б) расположение полюсов граней куба в пирите в виде пояса вокруг оси "B" тектонита, свидетельствующего о вращении кристаллов в процессе динамометаморфизма руд. Аналогичное положение этой оси получено в результате изучения оптической ориентировки кварца в различных участках крупных зерен с резко выраженным волнистым угасанием; в) установлено одинаковое расположение магнитного поля в магнетитах пород и руд.

## Месторождения северо-западной части Старой Планины

В северо-западной части болгарской Старой Планины с древних времен (II – III века) известна довольно протяженная рудоносная зона запад – северо-западного простирания. На востоке она ограничивается крупным разломом север – северо-западного простирания в 2 км восточнее с. Железна, где древний метаморфический комплекс тектонически опущен и скрыт под терригенными образованиями мезозоя. На северо-западе зона ограничивается герцинским гранитным плутоном вблизи условного меридиана, проходящего через вершины Горно Языково и Кончина Чука. Еще далее на север – северо-запад у с. Горни Лом кристаллический комплекс вновь выходит на поверхность и контролирует рудоносную зону север – северо-западного простирания.

Спорадически о рудах района упоминается в работах пионеров геологической науки Болгарии: Г. Златарского, Ст. Бончева, Стр. Димитрова и других исследователей, которые связывали процесс рудного минералообразования с постмагматическими гидротермами.

Аналогичных взглядов придерживались позже Г. Николаев, И. Тонев (1962), Е. Димитрова (1964).

К концу 60-х годов накопился новый материал, который может свидетельствовать о связи Горноломско-Чипровской зоны с вулканогенным комплексом древних метаморфитов и о зональности в распределении рудных минералов по простиранию рудных залежей. В этой зоне намечаются две фациальные области в интервале развития кембрия: западная и восточная. В западной, в отличие от восточной, нет мраморов. Граница перехода между ними замаскирована продолговатыми телами гранитоидов, простирание которых совпадает с простиранием пород кембрия (рис. 12). Метаморфизм орогенических фаз, а также контактовое воздействие интрузивов и сопровождающих их дайковых серий изменили рудовмещающую толщу кембрия. Осадочные и туффогенно-осадочные породы превращены в различного рода сланцы; вулканиты основного состава – в амфиболиты и амфиболитовые сланцы; по мраморам развились зоны скарнов и т.п.

В настоящее время нет сомнений в стратифицированном положении рудных тел, залегающих в породах кембрия (Симова, Симов, 1968). Отложения кембрия здесь начинаются снизу вверх диабазами и их прорекластическими производными, кварц-хлоритовыми и кварц-биотитовыми сланцами с крупными линзами мраморов в восточной части района, хлоритовыми и амфиболитовыми сланцами, перекрываемыми вновь кварц-хлоритовыми сланцами.

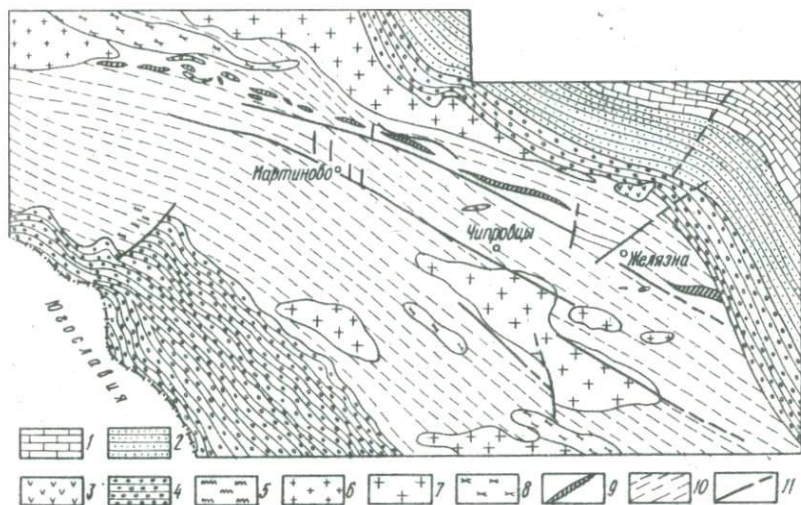


Рис. 12. Схематическая геологическая карта рудного района Мартиново - Чипровце ( по К.Илиеву и П.Боневу):  
 I - мраморизованные известняки; 2 - кварц-филлиты; 3 - дайки диабазов; 4 - граувакки; 5 - зоны окварцевания; 6 - гранит-порфиры; 7 - граниты; 8 - амфиболиты; 9 - рудные тела; 10 - хлоритовые сланцы; 11 - тектонические нарушения.

Из интрузивных пород в районе известны герцинские интрузии: гранит-порфиры, кварцевые диориты, диоритовые порфириты и другие образования, прорывающие породы кембрия, но не затрагивающие каменноугольные отложения; наиболее молодые дайки пермских кварцевых порфиров.

В тектоническом отношении рудный район относится к Берковской антиклинали. Ядро ее сложено породами кембрия, а обрамление - верхнепалеозойскими и мезозойскими осадками. Берковская антиклиналь часто образует покровную структуру над Белоградчишской структурой; поэтому ее северное крыло почти полностью раздавлено, и его практически нет. Иногда между селами Мартиново и Горна Лука на поверхности появляется северное крыло складки, сложенное спокойно залегающими породами нижнего триаса (угол падения до  $25^{\circ}$  на север). В некоторых местах, например, у Чипровецкого монастыря, наклон пластов резко изменяется, достигая  $80 - 85^{\circ}$ . Простирание осей пликативных структур  $-110 - 115^{\circ}$ , но иногда, например, в восточном направлении -  $135 - 150^{\circ}$ ,  $160 - 175^{\circ}$ .

При этом образуются структуры подчиненных порядков, сформированных, как считают, под влиянием Крештид.

Из элементов разрывной тектоники известны два основных направления - суббалканское и диагональное. К суббалканскому следует относить сбросовые структуры типа Плакальнишского сброса. Эти структуры обычно направлены вдоль осей главных пликтивных структур и протягиваются на десятки километров. Сбросово-сдвиговые структуры север - северо-западного простирания по возрасту более молодые и образуют с первыми блоково-мозаичное строение района.

На участке Горни Лом рудные тела приурочены к послойным залежам в метаморфизованных вулканогенно-осадочных породах, представляющих собой в настоящее время измененные эффузивы и хлорит-кварцитовые сланцы. Минерализация - преимущественно пирит и халькопирит.

В районе Мартиново - Чипровце, к юго-востоку от Горни Лом халькопиритовая минерализация изменяется на пирротин-магнетитовую, а затем и на полиметаллическую с сидеритом. Общая протяженность рудоносной зоны в кембрии достигает 85 м.

В районе Чипровце - Мартиново, где минерализация приурочена к мраморам, последние представляют собой разобщенные линзы в пределах одного стратиграфического интервала, сложенного хлоритовыми сланцами (рис. 13). По мнению Н.Фиковского (1965), под влиянием герцинской и альпийской тектоники мраморы были разбиты на отдельные блоки и смещены относительно друг друга как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Амплитуда таких смещений в единичных случаях достигала 250 м.

Весьма существенны наблюдения об относительном возрасте тектонических подвижек и рудной минерализации. Известно, что подвижки в пределах мраморных линз проходили после отложения железорудных минералов (магнетит, пирротин и сидерит) и полиметаллов (сфалерит, галенит и др.). В результате тектонических подвижек на многих местах образовалась тектоническая брекчия, состоящая из кусков мраморов, сланцев, марганец-сидеритовых и магнетитовых обломков, сцементированных кварц-анкерит-кальцитовым цементом. Брекчия обычно окварцована и сопровождается вкрапленной галенит-сфалеритовой минерализацией.

Древний возраст минерализации подтверждается также тем, что рудные тела, приуроченные к мраморам, тесно ассоциируют с послед-

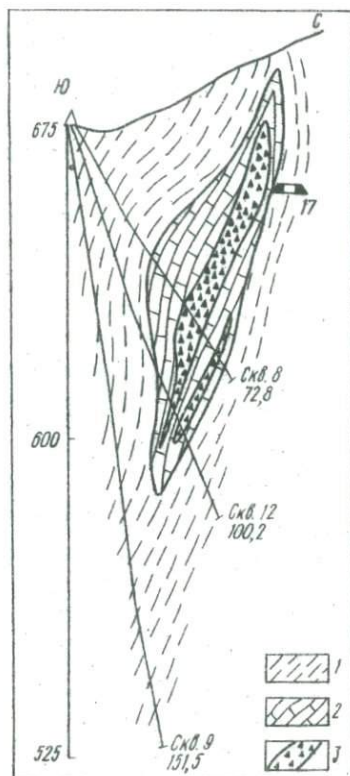


Рис. 13. Геологический разрез в районе месторождения Мариново - Чипровце:

1 - кристаллические сланцы; 2 - мраморы; 3 - рудные тела.

ними и в случае наблюдаемых пликативных структур (рис. 14) никогда не выходят за пределы мраморов. Все разрывные нарушения пострудные. С ними рудная минерализация не ассоциирует, за исключением редких лимонитовых примазок гипергенного генезиса.

Древний возраст руд Чипровских полиметаллических залежей подтверждается изотопными определениями. Бл.Амов и др. (1960) получили при исследовании значения  $340 \pm 20 - 25$  млн. лет, что позволяет относить их, согласно А.П.Виноградову, к каледонским формированиям (280 - 400 млн. лет). Примерно этому же возрасту отвечают пространственно ассоциирующие с ними "альбитофиры" не-

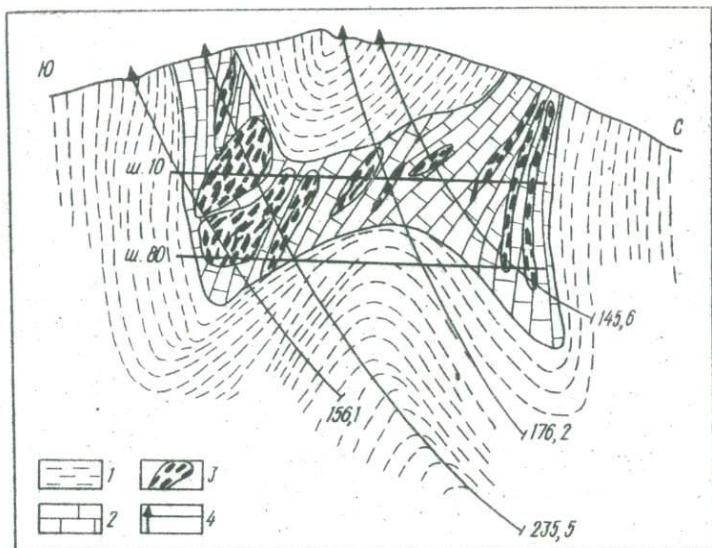


Рис. 14. Геологический разрез в районе Мариново - Чипровце (по Н.Фиковскому):  
 1 - кристаллические сланцы; 2 - мраморы; 3 - рудные тела; 4 - разведочные выработки; Ш - штольня.

ясного генезиса. По В.Велчеву (1967), они сформировались в интервале  $325 \pm 2$  млн. лет.

Пирротин-магнетитовые рудные тела Мариново приурочены исключительно к мраморам и имеют общее с ними простирание ( $105 - 110^\circ$ ) при падении на юг под углом  $75 - 85^\circ$ . Внутри мраморных линз рудные тела имеют часто неправильную форму. В горизонтальном разрезе они представляют собой весьма удлинённые эллипсовидные тела пластообразной формы с эпизодическими раздувами. Иногда как по простиранию, так и по падению рудные тела разветвляются, в одних случаях образуя постепенные переходы в "стерильные" мраморы, а в других - сливаясь с основным рудным телом. Мощность рудных тел  $0,5 - 20$  м, а иногда достигает  $60$  м. При преобладающей мощности  $2 - 5$  м длина их составляет от  $10 - 15$  до  $150 - 250$  м.

Граница рудных тел с мраморами резкая. В сланцах того же стратиграфического интервала минерализация наблюдается в форме импрегнаций.

Очень редко в трещинах в пределах рудных залежей образуются жильные структуры малых размеров. Они выполнены кварцем, кальцитом и баритом, которые иногда сопровождаются галенитом, сфалеритом, буланжеритом и сидеритом II генерации.

В Мартиново оруденение представлено сложной минеральной ассоциацией. Вблизи контакта с интрузией это в основном магнетит, шеелит, молибденит, гранат, диопсид, амфибол, биотит, эпидот и титанит; несколько в удалении появляются арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, марказит, анкерит, кварц, кальцит и хлорит. Это разделение в определенной мере условно, так как и в первом и во втором случаях рудные минералы одной и второй групп встречаются в различных соотношениях.

Вопросы скарнирования и влияния интрузива на рудообразование еще далеко не выяснены. Известно, что непосредственно в зоне контакта с диоритом развиты пироксен-гранатовые скарны с диопсидом. По мере удаления от контакта диопсид исчезает. В других случаях в скарнах преобладает амфибол, реже — эпидот и гранат, которые тоже по мере удаления от интрузива исчезают. Интересно отметить, что амфибол-биотитовые скарны встречаются как гнезда или линзы среди сформировавшегося магнетитового оруденения, а скарны с гранатом наблюдаются вообще вне этих рудных тел и содержат шеелитово-молибденовое оруденение, которое встречается исключительно в зоне контакта и по мере удаления от него исчезает.

Для рудных тел наиболее характерен такой состав (%): магнетит (около 26), — пирротин (около 8), пирит (6,5), арсенопирит (3); редко — халькопирит (около 1), сфалерит (0,7), галенит (0,4), молибденит (0,4), шеелит (0,02) и марказит (0,05).

Магнетит — наиболее распространенный рудный минерал месторождения. Он всегда сопровождается сульфидами, пирротинном, пиритом и арсенопиритом, которые в руде распределены неравномерно. Его количественное изменение в направлении с запада на восток выражено не совсем ясно, что доказывается результатами опробования рудных тел. Как в западных, так и в восточных участках вместе с богатыми магнетитом рудными телами встречаются и бедные, но в последнем случае количество сульфидов значительно увеличивается. По сведениям Н.Фиковского (1965), даже в пределах одного рудного тела встречаются места с различными содержаниями сульфидов. По направлению с запада на восток увеличивается количество пирротина, что доказано минералогическими и химическими исследованиями.

В западных участках среднее количество серы, связанной с пирротинном, - 5,5%, а в восточных - 6,3 %. Еще более четко зональность устанавливается по арсенопириту: на западе количество мышьяка - более 1,5, а на востоке - менее 0,6 % (табл. 9).

Т а б л и ц а 9

Химический состав рудных тел месторождения Мартиново, %

Элемент	Рудные тела (с запада на восток)									
	1, Ia	2	3, 4	5	6	7	8, 9	10, 11	12	13
Fe	41,10	35,0	39,2	36,1	40,1	37,4	39,3	38,4	31,9	41,3
S	5,73	10,47	4,77	2,73	8,12	8,34	5,72	6,73	5,31	5,3
As	1,63	1,57	1,54	1,61	0,03	0,34	0,54	0,62	0,45	0,0

Зональность в распределении пирита не устанавливается.

Галенит и сфалерит встречаются в незначительных количествах, главным образом в виде вкрапленников и прожилков вне магнетитовых рудных тел. Промышленное значение они приобретают в рудных телах с сидеритовыми рудами в районе Умбровцев.

Сидерит образует неправильные гнезда и линзовидные тела в мраморах. Химические анализы показали, что речь здесь идет не о чистом сидерите, а изоморфной смеси Fe, Mg, Mn и Ca. Количество отдельных компонентов весьма различно. Макроскопически сидерит выглядит разным и по цвету. В западной части вблизи плутона он темно-серый из-за наличия большого количества магнетита. К востоку цвет его меняется на светло-кремово-желтый и светло-кофейный.

В западной части района известно медно-пиритовое месторождение Горни Лом, которое пространственно ассоциирует с метапроизводными основных вулканитов и парапородами кембрия.

По сведениям Е. Димитровой (1964), в основании кембрийского разреза района преобладают диабазовые породы, которые чередуются с альбитофирами. Распространены здесь их многочисленные пирокласты и маломощные прослойки зеленых сланцев. В верхних частях разреза преобладают аркозовые материалы. По характеру накопления пород кембрия данный участок в общих чертах отвечает и более восточным участкам вплоть до Искырского пролома.

В районе Горни Лом можно рассматривать два морфологических типа оруденения: жильное - в зоне разлома (северная залежь) и послойные линзы (южная залежь) (рис. 15).

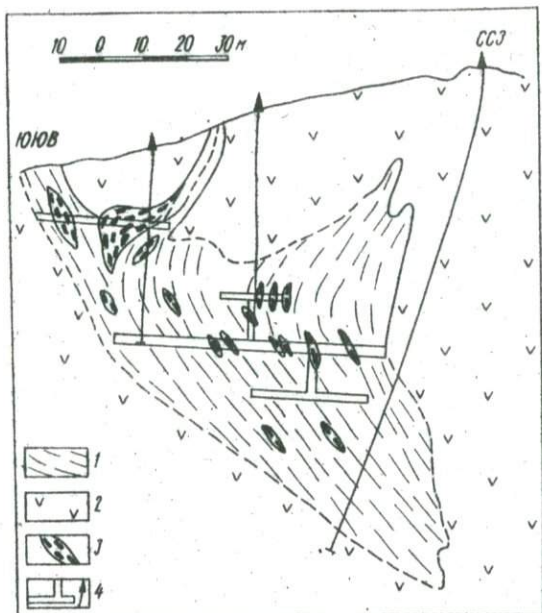


Рис. 15. Геологический разрез в районе Горни Лом:  
 1 - кристаллические сланцы; 2 - диабазы;  
 3 - рудные тела; 4 - разведочные выработки.

По описанию Е.Димитровой (1964), северная зона, в отличие от южной, более богата медью. Локализуются рудные тела непосредственно в зоне разлома, минерализованная часть которого прослежена на 4 км. Простирание разлома северо-западное ( $115 - 130^\circ$ ), угол падения  $40 - 85^\circ$ . Параллельно ему по поверхности на 200 - 250 м прослеживаются минерализованные трещинные структуры.

О морфологии рудных тел и характере рудораспределения существуют отрывочные сведения. Так, Е.Димитрова говорит об исключительной приуроченности оруденения к тектонической зоне в виде невыдержанных по простиранию жил, выполненных кварцем с пиритом, халькопиритом и другими сульфидами, а также карбонатом. Этот же автор сообщает о существовании вкрапленных руд, представленных метакристаллами в сланцах, сохранившихся в виде тектонизированных блоков в зоне. Гр.Николаев и Ив.Тонев (1962) подчеркивают,



Фото 1. Вкрапленные руды месторождения Горни Лом.



Фото 2. Прослой массивной руды (темно-серое) в метатуфах диабазов.



Фото 3. Полосчатые руды в метатуфах диабазов месторождения Горни Лом.



Фото 4. Радиография рудной тектонической брекчии. Видны обломки первично-рудных сланцев, а также места эпигенетических скоплений урановых минералов.

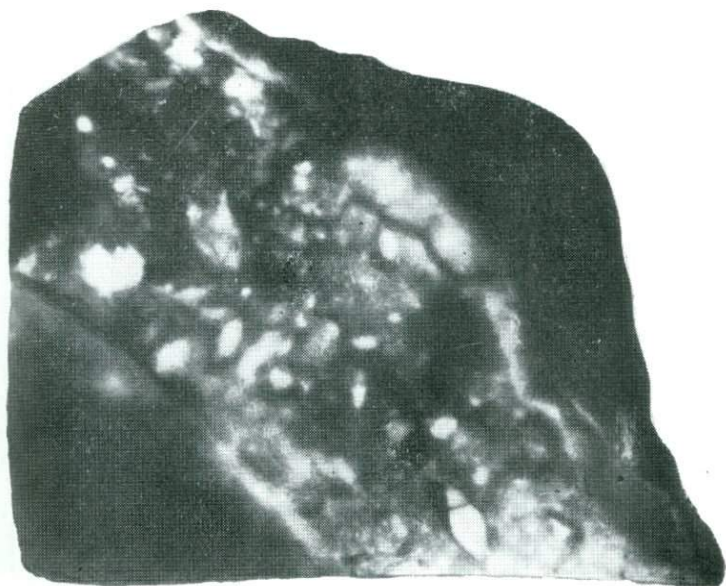


Фото 5. Радиография рудной брекчии с пастуран-сульфидно-карбонатным цементом. Видны слаборудные обломки брекчированных сланцев и более молодое прожилковое оруденение.



Фото 6. Радиография зоны брекчирования с блоками слаборудных сланцев, сцементированных сульфидно-карбонатным материалом.

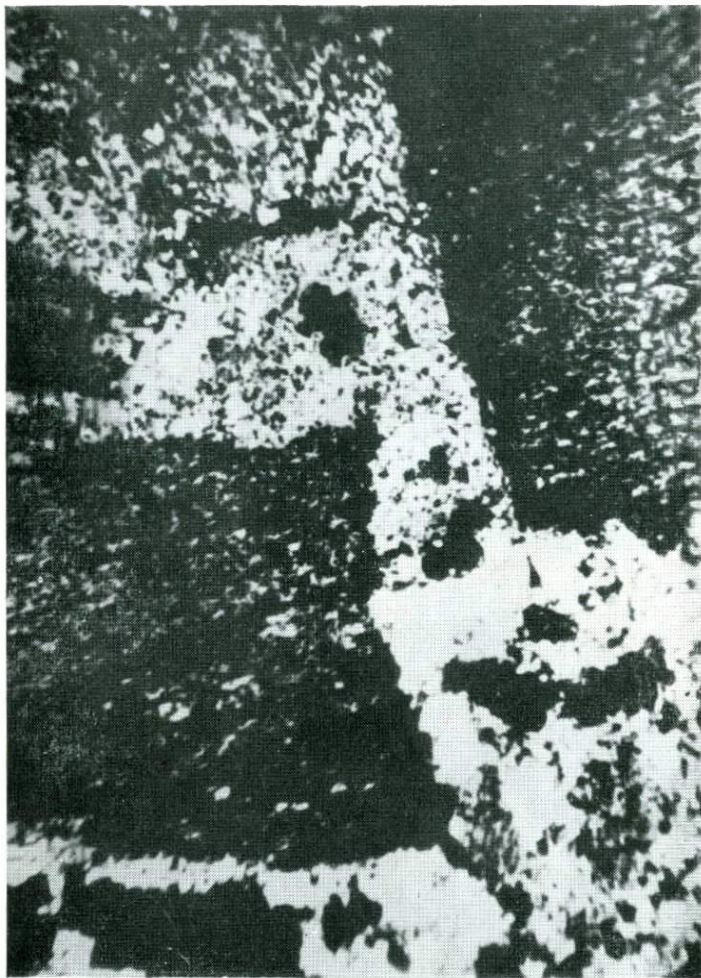


Фото 7. Первично-слоистое распределение радиоактивного вещества в ассоциации с углистыми остатками (черное) в обломках сланцев, сцементированных настуран-сульфидным прожилком, ув. 21  $\times$ 10.

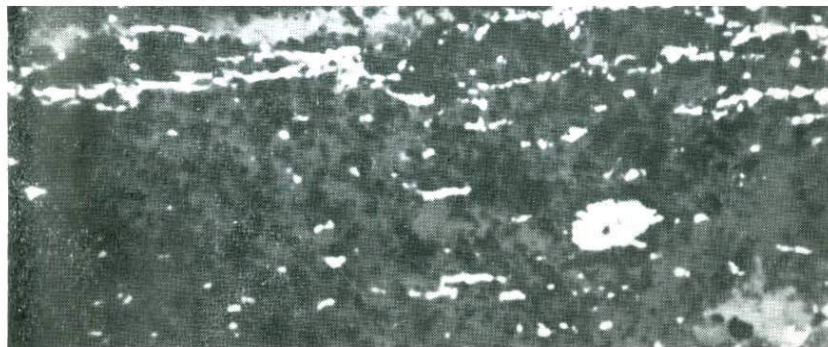


Фото 8. Послойное распределение пирита в слабрудных сланцах, ув. 9  $\times$ 10.

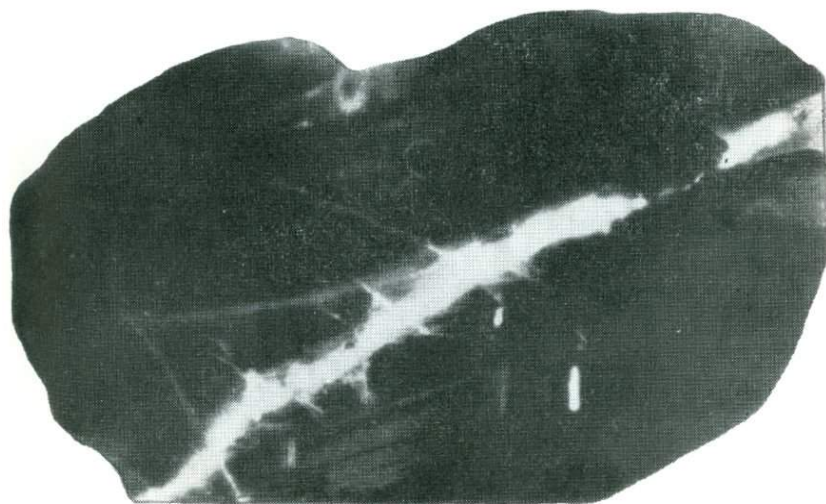


Фото 9. Радиография бедных рудных сланцев из обогащенной слабо секущей зоны срыва.



Фото 10. Обломки первично-рудных сланцев в зоне брекчирования. Видно переслаивание пирита (светлое) и урановых черной. Обломки сцементированы наложенной настуран-сульфидно-карбонатной минерализацией, ув. 9  $\times$ 10.



Фото 11. Тот же образец при увеличении, ув. 21  $\times$ 10.



Фото 12. Радиография валуна кварцевого порфира из туфоагломератов. Видно первично-вкрапленное оруденение (зерна пастурана) и наложенное прожилковое в зонах дробления (по И. Райковичу, 1968).



Фото 13. Микрорадиография кварцевого порфира с первично-вкрапленным оруденением. Видна коллоидная структура пастурана; ув. 1300 (по Я. Кантору, 1959).



Фото 14. Первично-рудный обломок кварцевого порфира в туфо-конгломератах.

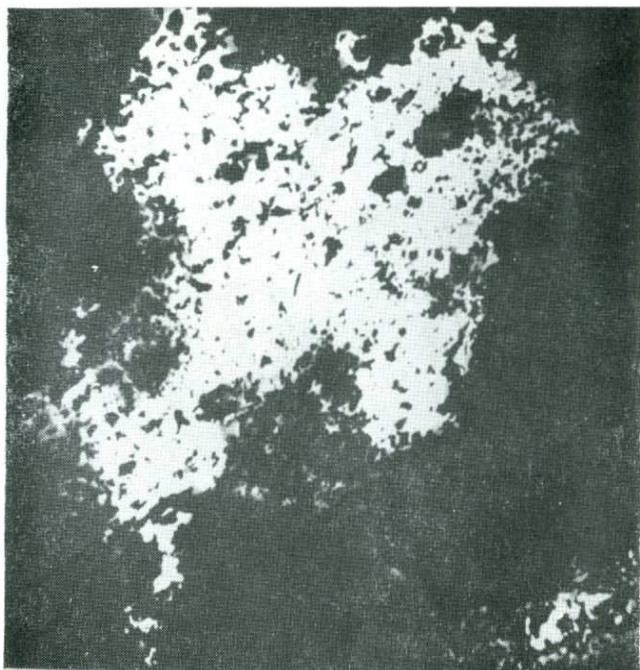


Фото 15. Вкрапленник халькопирита неправильной формы в обломке кварцевого порфира.

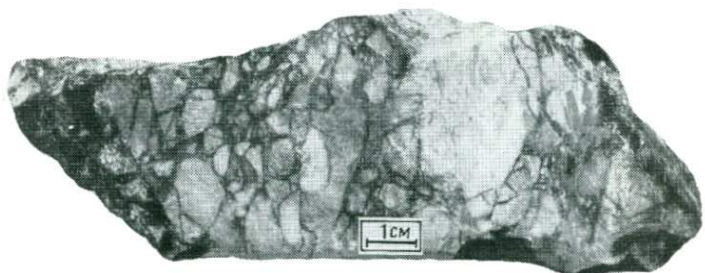


Фото 16. Эксплозивная брекчия микрогранитов. Цемент брекчин — рудный (фото Ф. Жукова).

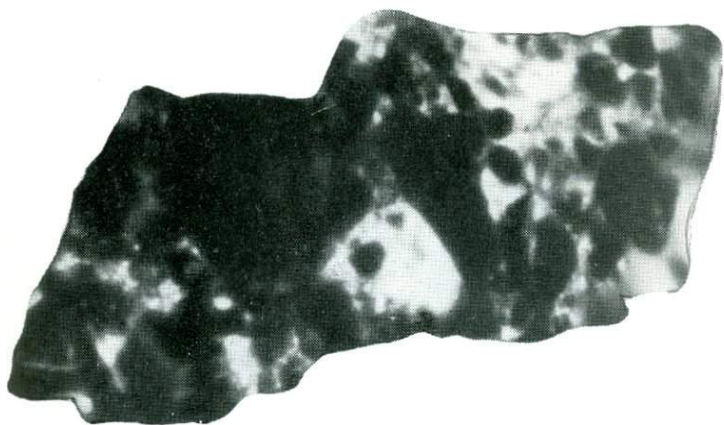


Фото 17. Радиография образца, изображенного на фото 16. Зеркальное изображение (фото Ф. Жукова).



Фото 18. Постепенный переход в туфоконгломератах рудных пород в безрудные. Белые секущие прожилки — сидерит-анкерит (фото Ф. Жукова).

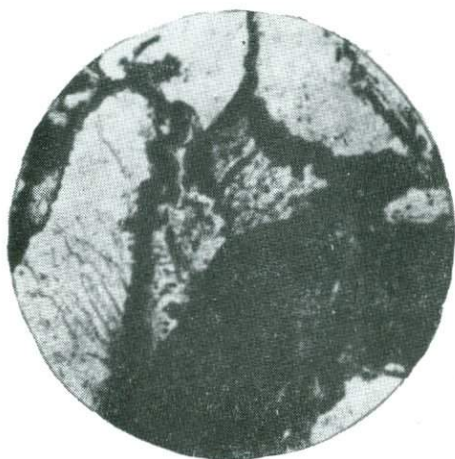


Фото 19. Цемент туфоконгломератов, замещенный рудным материалом (черное). Никולי ||; ув. 20 (фото Ф. Жукова).

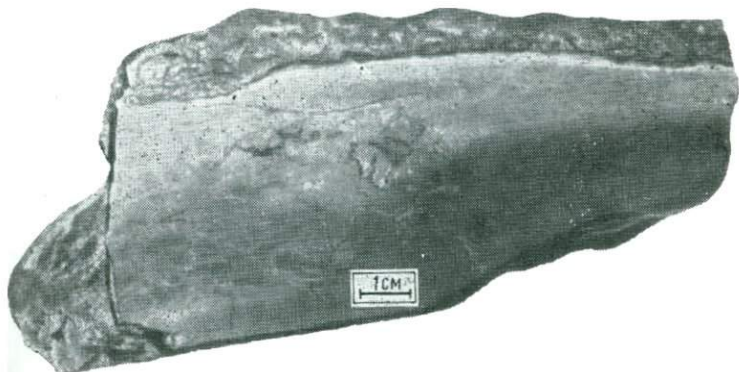


Фото 20. Резкий контакт рудных (темно-серое) и безрудных туфопесчаников по плоскости напластования (фото Ф. Жукова).

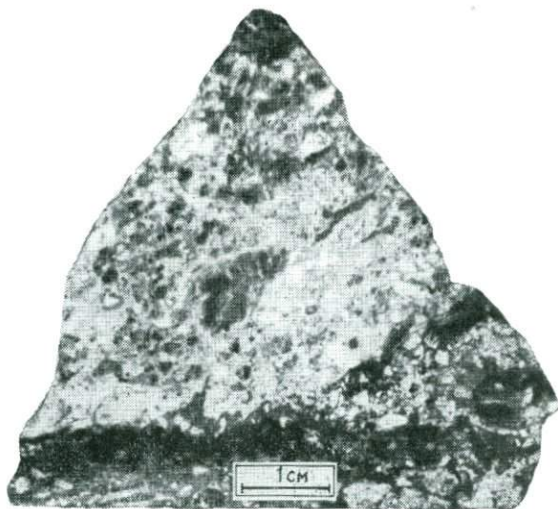


Фото 21. Рудный туфопесчаник с горизонтальной слоистостью (черное), разделенный прослоем безрудного косослоистого туфоконгломерата (фото Ф. Жукова).

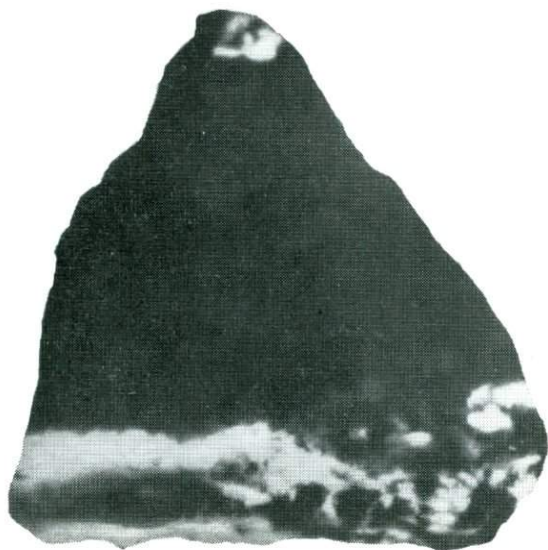


Фото 22. Радиография образца, изображенного на фото 21.



Фото 23. Образец III типа руд (пластообразная залежь):  
Py — пирит; Sp — сфалерит; Cr — халькопирит; Gl — галенит; Ch  
урановые черни;  $\times 2$  (зарисовка Т. Маринновой и Л. Савовой).

что такого рода ипрегнация устанавливается в сланцах и вне пределов зоны, где метакристаллы в сланцах представлены пиритом, который является первообразованным и преобладающим рудным минералом. Встречается он в виде трещиноватых, координированных автоморфных кристаллов и выделений неправильной формы. Трещинки выполнены халькопиритом II генерации и кварцем. Халькопирит I генерации встречается в виде включений в пирите.

По нашему мнению, этажированные рудные залежи (см. рис. 15) несут послыльное оруденение различной текстуры. Мы выделяем вкрапленные (фото 1\*), полосчатые (фото 2) и массивные (фото 3) руды.

Все эти разновидности строго подчиняются первичной слоистости вулканогенно-осадочных пород. Вместе с последними они вовлечены в пострудную складчатость, обусловленную герцинским орогенезом, что хорошо видно на рис. 18. Мощность рудных тел составляет от 0,5 до 1,5 - 2 м, очень редко - 14 м. Длина их достигает 150 м и больше.

Минеральный состав вкрапленных руд следующий: пирит, пирротин, халькопирит, магнетит, сфалерит, кварц.

Полосчатые руды представлены чередованием кварц-пирит-магнетитовых прослоек с кварц-сульфидными, среди которых встречаются пирротин, халькопирит и сфалерит.

По данным Б.Цамбела (Cambel, Jarkovsky, 1969), соотношение Ni и Co в пирротине может свидетельствовать о его первичном происхождении. По сведениям Е.Димитровой (1964), в пирротине северной залежи содержание никеля составляет 700 - 750 г/т, а кобальта 10 - 60 г/т.

По данным Н.Фиковского (1965), в руде среднее содержание кобальта составляет 0,0012 %, а никеля - 0,014 %.

Такие соотношения характерны для вулканогенно-осадочных, впоследствии метаморфизованных месторождений, что хорошо согласуется с результатами определения абсолютного возраста руд 320 - 340 млн. лет (Бл.Амов и др., 1960).

Мы отобрали на месторождениях Мартиново и Горни Лом несколько рудных образцов, из которых для определения вариаций изотопов серы были выделены мономинеральные фракции галенита и пирита. В отделе геохимии стабильных изотопов сектора металлогении ИГФМ АН УССР были проведены определения  $\delta^{34}S$ .

\* Фото помещены на вклейке между с. 64-65.

В галенитах из послонной залежи в мраморах месторождения Мартиново  $\delta^{34}\text{S}$  составляет от +0,5 до +4,8 ‰; в пиритах из послонной колчеданной залежи месторождения Горни Лом - от -1,4 до до -1,6‰; Чипровцы - от +2,1 до +8,2‰.

Такие вариации  $\delta^{34}\text{S}$  близки к результатам, полученным В.А.Гриненко и Л.Н.Гриненко (1974) для колчеданных месторождений Урала, которые принято считать первично-вулканогенно-осадочными, впоследствии метаморфизованными.

Для района Горни Лом - Чипровце следует, вероятно, говорить о двух генетических типах минерализации, время образования которых разорвано.

Медно-колчеданная и железо-марганцевая минерализация относится к продуктам кембрийского подводного вулканизма. Руды эти типичны для осадочного (сидерит) и осадочно-вулканогенного процесса (медный и серный колчедан, сфалерит, галенит). Об этом свидетельствуют, в частности, приуроченность рудных залежей к определенным стратиграфическим горизонтам; парагенез минералов (сидерит, гематит, магнетит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, барит, кальцит, доломит и минералы марганца); согласное залегание рудных тел, согласный план деформации вмещающих пород и руд, а также результаты геохимических исследований, включая изотопный анализ.

Первично накопленный рудный материал в процессе складчатых деформаций подвергся процессам динамометаморфизма, а при внедрении герцинских интрузий - контактному метаморфизму. Все это привело к усложнению первично-простой пластообразной залежи, перераспределению рудного вещества в ней и частичной его регенерации. По простиранию с запада на восток минеральный состав рудных месторождений единого стратиграфического горизонта изменяется в такой последовательности:

Горни Лом —→ Мартиново —→ Чипровцы —→ Железна  
(Fe, Cu) (Fe, Mn) (Fe, Pb, Ag) (Pb, Ag)

На контакте с более поздними интрузиями в мраморах возникли скарны. Руды при этом испытали значительный метаморфизм, что выразилось в переходе сидерита и гематита в магнетит, а пирита - в пирротин.

С интрузивным магматизмом связано возникновение вкрапленно-прожилкового вольфрам-молибденового оруденения (участок Прекоп) в кембрийских сланцах непосредственно вблизи их контакта с гранитным массивом.

## Вулканогенные рудные месторождения

### в породах силура

Проблема едва ли не планетарной зараженности сульфидной минерализацией отдельных горизонтов силурийских черных сланцев, залегающих среди одновозрастных им вулканогенных образований, еще не решена. Для нас уже сегодня ясно, что эти комплексы пород являются крупным потенциальным источником минерального сырья. Многочисленные упоминания о региональной зараженности силура находим в работах М.Саксела (1959), В.А.Евстрахина (1967), С.В.Нечаева (1968) и др. Обычно минерализованные осадки в литологическом отношении представляют собой углистые, мергелистые, глинистые или песчаные отложения, содержащие повышенные, вплоть до рудных, концентрации меди, цинка, свинца, кобальта, никеля, урана, молибдена, хрома, ванадия, титана, мышьяка, сурьмы, серебра и других металлов. Замечено, что по мере насыщения разреза продуктами вулканизма содержание металлов в породе увеличивается. В верхнесилурийских сланцах Тюрингии и Саксонии максимальные содержания элементов в породе увеличиваются (%): ванадия - до 0,7, титана - 0,2, хрома - 0,1, молибдена - 0,1, меди - 0,02 и т.п. В силурийских сланцах Богемского массива нам известны горизонты битуминозных сланцев с содержанием  $7 \cdot 10^{-2}$  урана. Протяженность таких горизонтов достигает десятков километров. Подобные ассоциации обнаружены в сланцах Швеции и Финляндии, где содержание никеля достигает 0,10 - 0,14, а урана - 0,02 %.

Такая же зараженность силурийского разреза наблюдается в Карпато-Балканской складчатой области. Я.Илавски (Pavský, 1964) сумел дифференцировать стратиграфические интервалы силура в Спешско-Гемерском Рудогорье по качеству их металлоносности: низы разреза (лидиты) заражены молибденом ( $7 \cdot 10^{-3}$  %), средняя часть - черные сланцы - медью, свинцом и цинком ( $7 \cdot 10^{-3}$  -  $7 \cdot 10^{-2}$  %) и верхняя - хлоритовые сланцы (эпитуффиты) - медью, свинцом, цинком, никелем, кобальтом, мышьяком в количестве  $7 \cdot 10^{-1}$  %;  $7 \cdot 10^{-2}$  %.

В других районах отдельные пачки углистых сланцев силура содержат повышенное количество урана в размере  $7 \cdot 10^{-3}$  % в комплексе со свинцом и цинком ( $7 \cdot 10^{-2}$  %).

### Месторождение Смольник

Сульфидное полиметаллическое месторождение Смольник — одно из старейших, эксплуатируемых еще с XIII в. месторождений в Западных Карпатах. Естественно, что и само месторождение, и его окрестности достаточно детально изучались многими геологами (Kantor, 1962; Sambel, 1961; Polak, 1956; Clavak, 1957, 1964; и др.).

Рудовмещающий комплекс пород, представленный метаморфизованными терригенными и вулканогенными породами, образует в районе Смольника полосу субширотного простирания шириной до 1,5 — 2,0 км и падением на юг под углом  $70^{\circ}$ .

В стратиграфическом отношении рудовмещающие породы относятся к бетлярской свите (силур) гельницкой серии, залегая выше флишевого комплекса (ритмичное чередование серых и зеленоватых пелитовых разностей и псаммитовых прослоек песчаников и кварцитов). Флишевый комплекс, вероятно, относится к отложениям ордовика и постепенно переходит к подстилающим осадочным породам кембрия (пачанские слои — порфиридная серия).

В рудовмещающих породах широко распространены черные графит-содержащие сланцы, которые являются продуктом глубоководных условий осадконакопления в восстановительной среде и слагают нижнюю часть разреза. Среди черных сланцев наблюдаются прослойки и пласты песчаников, темных кварцитов, лидитов, туфов, иногда — туффитов с обломками порфиридов. Установлено, что туфы и туффиты находятся в тесной фациальной связи с кварцитами, песчаниками, лидитами и графитовыми сланцами. Иногда лидиты образуют самостоятельные горизонты в черных сланцах, что объясняется синхронным с процессом осадконакопления обогащением бассейна большим количеством кремнезема, привнесенного термальными водами при жизнедеятельности силурийских вулканов.

Верхняя часть продуктивного разреза представлена хлоритовыми филлитами — продуктами метаморфизма аффузивов основного состава, туффитами с прослоями карбонатных пород (доломитов), лидитов, кварцитов и сульфидных залежей разного масштаба. В основании разреза верхней пачки находятся послойные тела габбро-диоритов и габбро-амфиболитов, происхождение которых окончательно не выяснено. Одни геологи относят их к излившимся породам, другие — к гипабиссальным жилоподобным послойным интрузиям.

Вся толща силурийских отложений имеет повышенное содержание рудных элементов. В нижней части разреза лидиты характеризуются

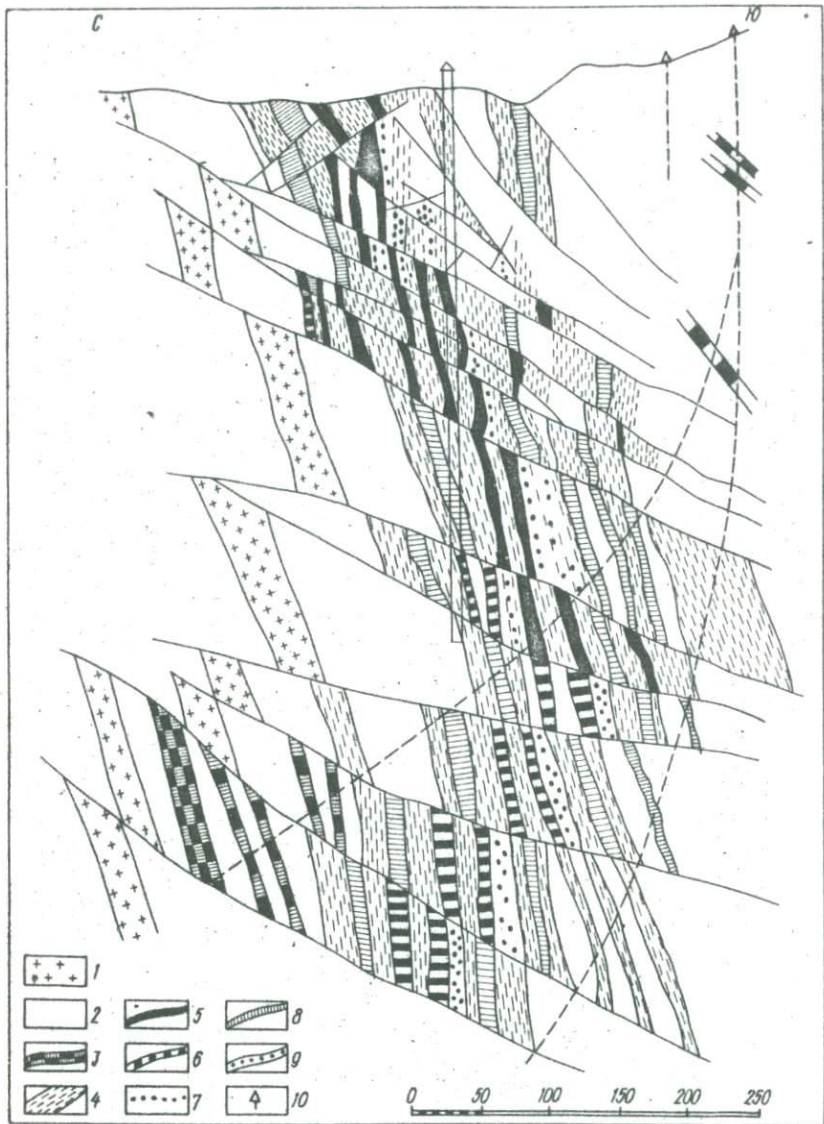
повышенным содержанием молибдена, а черные сланцы — меди, цинка и свинца — в количествах от тысячных до сотых долей процента. В верхнем интервале снизу зеленые хлоритовые филлиты (эпитуфиты) содержат более широкую гамму элементов (медь, свинец, цинк, никель, кобальт и мышьяк), причем содержание их достигает сотых и даже десятых долей процента.

Залежи сульфидных руд на месторождении Смоляник приурочены главным образом к хлоритовым филлитам, и лишь небольшая их часть — к темным графитовым филлитам в непосредственной близости к основным метатуфитам. Рудная минерализация строго приурочена к стратифицированным интервалам, образуя в них пластовые линзообразные залежи (рис. 16), повторяя во всех случаях складчатые формы вмещающих пород. Количество рудоносных горизонтов в разрезе месторождения составляет три — восемь. Мощность достигает 40 м. Между отдельными рудными интервалами наблюдаются широкие ореольные зоны, обогащенные пиритом, в большей степени непосредственно над рудными телами. Достаточно часто удается проследить многочисленные прожилки и слабые жилы, пересекающие пластообразную рудную залежь под различными углами наклона и проникающие из нее во вмещающие породы по плоскости сланцеватости, совпадающей всегда с первичной слоистостью. Сгущенная сеть таких прожилков характерна в местах пликативных осложнений рудоносного горизонта. Прожилковые руды обычно представлены компактным пиритом, а иногда халькопиритом и другими сульфидами.

Послойные тела имеют хорошо выраженную лентопластообразную структуру и рассланцованы в процессе метаморфизма.

Стратифицированное положение рудных тел подчеркивается дополнительно микроскопическими исследованиями, при которых четко выделяются параллельно расположенные вкрапленники рудных минералов. Направленное расположение вкрапленников совпадает с направлением слоистости парапород (тонкослоистых филлитов и карбонатных прослоек в них). Иногда прослеживаются жилы и прожилки компактных сульфидов и некоторых жильных нерудных минералов в системе трещин сланцеватости.

В этих случаях установлено интенсивное изменение текстурных и структурных особенностей таких минералов, как халькопирит, галенит и сфалерит, на расстоянии от нескольких сантиметров до 1 м от основной залежи. Меньшие изменения, в основном структурного порядка, наблюдаются в пиритовых залежах. Я.Илавски (Javský,



1964) считает, что эти процессы непосредственно связаны с процессами регенерации рудного материала в результате варисского и альпийского орогенов.

Основными сульфидными минералами месторождения являются пирит, халькопирит, сфалерит, марказит, пирротин, арсенопирит, тетраэдрит, глаукоdot. Акцессорные минералы – сидерит, анкерит, антимонит, турмалин, рутил, гематит. Хлорит и кварц часто находятся в аморфном состоянии, представляя собой продукты изменения вещественного состава вмещающих пород. Серицит встречается в малом количестве как второстепенный материал.

Сульфидные руды в зависимости от характера распределения в них минералов и количества сульфидов подразделяются на массивные (30 – 40 % сульфидов), прожилковые (20 – 35 %) и вкрапленные (20 % сульфидов).

Выделяют три генерации пирита; первая (Ia) – старшая по времени образования. Эта генерация представлена весьма мелкими зернами (0,1 мм), а иногда и агрегатами кристаллов, представляющих собой скопления мелких круглых образований в массивных рудах. По мнению Я.Кантора и М.Рибара (Кантор, Рубар, 1970), это коллоидные текстуры бактериального происхождения, аналогичные описанным Шнайдерхоном, Бас-Бекини, Леве, Циммерманом и др. Вкрапленные руды приурочены к графит-серицитовым и хлоритовым филлитам. Однако здесь встречается и обычный седиментогенный пирит, образованный в восстановительной среде водоема, где сера по своему происхождению является биогенетической, а железо извлекается из морской воды. Позднее, в период перекристаллизации, развиваются кубические и скелетные агрегаты, чья зональная структура видна отчетливо без следов корродирования.

Пирит Ib практически встречается во всех рудах, но доминирует в массивных. Обычно представлен чрезвычайно мелкими (иногда всего лишь несколько микронов) зернами, образующими слойки мощностью до нескольких сантиметров. Тонкость зерен пирита обусловила его

4 Рис. 16. Геологический разрез через центральную часть сульфидного месторождения Смольник (по Я.Илавски):  
1 – потоки габбро-диоритового состава; 2 – серицитовые и графитовые филлиты; 3 – лидиты; 4 – хлоритовые филлиты (эпитуффиты); 5 – пласти и линзы компактного пирита; 6 – предполагаемое распространение пиритовых залежей на глубину; 7 – предполагаемые и известные зоны вкрапленного пирита; 8, 9 – метаморфизованные залежи кварц-карбонат-сульфидного состава; 10 – буровые скважины.

меткое местное название ("мучняк" – мука); в этих случаях пре-  
валируют микрокристаллические формы пирита – "фоссилизированные  
бактерии".

Пирит II в большинстве случаев представлен в прожилковых и  
вкрапленных рудах в форме метакристаллов или порфириобластов  
кристаллического пирита почти всегда с идиоморфными очертаниями –  
кубическими или в виде пентагон – додекаэдров. Грани и ребра  
кристаллов иногда деформированы, а также имеют неправильные фор-  
мы под влиянием позднейших процессов сдавливания или наличия  
кварцевых зерен, которые помешали нормальному развитию граней  
кристаллов. Кубические кристаллы чаще всего имеют правильное  
скелетное строение и ритмичную зональность. Изредка пирит II раз-  
вит на кристаллах пирротина или марказита и обычно образуется за  
счет пирита Ib, который перекристаллизовывался под влиянием ме-  
таморфических процессов в герцинское и альпийское время.

Таким образом, пириты Ia и Ib являются первичными образова-  
ниями, сингенетичными с накоплением вмещающих пород и рудной ми-  
нерализации, а пирит II – результат перекристаллизации при много-  
фазных метаморфических процессах.

Приведем результаты геохимического изучения пиритов в зави-  
симости от их минералогических особенностей. Для пиритов Ia и  
Ib результаты анализов на никель и кобальт (Sambel, Jarkovský,  
1969) приведены в табл. 10.

Т а б л и ц а 10

Содержание Ni и Co в пиритах месторождения Смольник, %

Эле- мент	Номер пробы						Среднее
	100	208	211	305	307	310	
Ni	0,2090	0,0780	0,0740	0,0148	0,0112	0,0260	0,0688
Co	0,0302	0,0490	0,0490	0,0245	0,0080	0,0400	0,0334

В этом случае количественное соотношение никеля и кобальта  
соответствует пропорциям, которые, по Ф.Хегеману (Hegemann, 1950)  
и Б.Цамбелу (Sambel, Jarkovský, 1969), характерны для осадочных  
месторождений, связанных с эксгальациями и гидротермами синхрон-  
ного с ними вулканизма.

Результаты анализов пирита II показывают обратную картину.  
Количество кобальта здесь значительно преобладает (0,01 – 0,3 %),  
в отличие от никеля (0,0001 – 0,003 %).

В пирротинах содержание никеля и кобальта различно.

Соотношения микроэлементов в пирите II характерны для руд, подвергшихся значительному метаморфизму, так как по выводам Б.Самбела (Sambel, 1969) с увеличением степени метаморфизма руд содержание кобальта увеличивается более чем в 10 раз, а содержание никеля с такой же стремительностью понижается.

В рудных залежах замечено повышенное количество  $^{32}\text{S}$ , что, по мнению Я.Кантора и М.Рыбара (Kantor, Rybar, 1970) также говорит в пользу их первично эксталяционно-осадочного происхождения. Симптоматичны узкие пределы соотношений изотопов серы (21, 86 - 21, 95), которые свидетельствуют о ее хорошей гомогенизации, в отличие от широких пределов соотношений в метаморфических прожилках сульфидов.

Еще одна геохимическая особенность пирита из месторождения Смольник - большое количество селена в нем (Zvabčan, 1966). Количество селена в пирите I и II - 5 - 60 г, что составляет в среднем 20 г/т чистого пирита. Сравнение этих данных с литературными источниками (Rockenbauer, 1960) показывает, что именно такие количества селена характерны для руд, образующихся при осадконакоплении в сопровождении эксталяции в период активизации основного вулканизма.

Халькопирит и тетраэдрит занимают после пирита второе место в рудах месторождения и представлены в различных формах.

Халькопирит образует в одних случаях тонкодисперсногированные и мономинеральные включения в прослоях массивного пирита, в других - самостоятельные прослой и пласты мощностью от нескольких дециметров до 1 м с содержанием более 10% меди, в третьих - вкрапления и сетки мелких трещинок, которые с одинаковым успехом распространяются по плоскости первичной и вторичной сланцеватости пород и руд. В таких случаях его обозначают как халькопирит III, в отличие от халькопирита II, представленного в виде мелких зерен.

Халькопирит I образует микроскопические включения в пирите II и практически наблюдается редко.

По мнению Я.Илавского (Ilavský, 1964), халькопирит III, широко распространенный на месторождении Смольник, - продукт метаморфизма II генерации. Синседиментогенный халькопирит в этом случае трансформируется в аллотриоморфнозернистые пятнистые, прожилковые или дендритообразные формы. Он часто наблюдается в виде про-

жилков, пересекающих пиритовые залежи. В массивных пиритовых рудах халькопирит образует неравномерно распределенную вкрапленность или гнезда.

Подобные явления наблюдались нами на аналогичном по генезису полиметаллическом месторождении Фундул Молдовой в румынской части Восточных Карпат.

На месторождении Смольник, по данным Я.Кантора и М.Рыбара (Kantor, Rybar, 1970), декрепитация минералов первичных руд проходила при температуре 200 – 250°C, а наложенной минерализации – при 80 – 200°C.

Геохимические исследования И.Бабчана (Babčan, 1966), проведенные по мономинеральной фракции халькопирита П, показывают, что содержание селена в нем составляет 8 – 360 г/т чистого халькопирита, в среднем – 40 г/т. Это позволяет считать халькопирит П производным от эксгальционных процессов, синхронных с осадконакоплением. Некоторым подтверждением этому служат наблюдения З.Трдлички (Trdlička, 1961) по халькопириту из сидеритовых или сидерит-сульфидных жил СТР, где содержание селена I – 10 г/т.

Галенит и сфалерит весьма широко развиты в рудах месторождения. Достаточно сказать, что в 160 аншлифах из 200 эти минералы наблюдаются в виде эмульсионных структур, тесно ассоциируя с пиритом и халькопиритом. Особенно выразительны эмульсионные структуры проникновения галенита I, сфалерита I в халькопирит П, что доказывает их генетическую и возрастную взаимосвязь. В крайних частях пиритовых залежей наблюдаются метаморфогенно перестроенные галенит П и сфалерит П. По Я.Кантору (Kantor, 1962), возраст галенита 405 – 600 млн. лет.

Таким образом, получены результаты, подтверждающие древний возраст стратифицированных сульфидных залежей месторождения Смольник, логически совпадающие со структурными и минералогическими исследованиями, проведенными на месторождении. Эти результаты ставят под серьезное сомнение предположение И.Бернарда, М.Машки и других о связи полиметаллической минерализации с гемеридными гранитами, возраст которых определен как меловой.

Весь изложенный фактический материал позволяет считать месторождение Смольник полигенным. Начало его формирования следует связывать с осадочно-вулканогенным процессом, а окончательное – с явлениями метаморфизма в герцинское и альпийское время.

## Урановая минерализация в сланцах силура

Исследованиям распределения урана в углистых сланцах посвящены работы Р.Гецевой (1957), Б.Рыбалова (1965), М.Аддышева и К.Колмурзаева (1965), в которых формирование рудных залежей в сланцевой толще рассматривается с различных генетических позиций.

Р.В.Гецева считает, что образование рудных залежей связано исключительно с метаморфогенными процессами, Б.Рыбалов — исключительно с гидротермальными, М.Аддышев и К.Колмурзаев — с накоплением металла в обстановке сингенетичного его соосаждения с вмещающими породами.

Комплекс геолого-структурных, литологических, минералогических, геохимических исследований позволяет нам говорить о том, что подобные месторождения вероятнее всего полигенны. Их образование происходило с участием разных источников минеральных веществ, различных способов извлечения рудогенных элементов из вмещающих пород, их привноса из глубинного источника; а затем их переноса, отложения и последующей концентрации в благоприятной структурно-литологической обстановке в результате метаморфизма. В рассматриваемом случае проявления урановой минерализации приурочены к крылу крутого антиклинория, входящего в систему древних складчатых сооружений.

Собственно антиклинорий представляет собой сложное построенное тектоническое сооружение. В его состав входят пликативные структуры, разбитые на отдельные блоки пересекающимися разрывными нарушениями. Часть этих структур "съедена" плутоном сиенитов герцинского возраста.

Внедрение штокообразного плутона, а затем оживленная деятельность многочисленных разнонаправленных и разновозрастных разрывов привели к образованию сложной мозаики тектонических блоков, составленной из пород ордовика, силура, перми, триаса и мела. Среди разломных структур наиболее существенны следующие.

1. Крупные разломы субширотного простирания, прослеживающиеся по простиранию до 10 км мощностью 10 — 150 м. Обычно разломные зоны выполнены брекчированными сланцами и тектонической глиной.

2. Секущие разрывные структуры северо-западного простирания и крутого падения. Эти нарушения заполнены часто дайками жильных пород, время внедрения которых определено как ранний

карбон. В зонах хорошо видны перемятые и каолинизированные черные глинистые сланцы, жилы карбонатов и альбитофиринов.

3. Послойные структуры срыва, дробления и брекчирования внутри силурийских сланцев. Пространственная ориентировка трещин этой группы связана простиранием древних складчатых структур. Нарушения крайне не выдержаны по падению и простиранию. Особенно интенсивно послойные срывы развиваются на контактах излившихся пород силура и сланцев.

4. Надвиговые структуры района обычно имеют субширотное простирание с падением плоскости на юг. Затрагивают они породы палеозоя и мезозоя. Развитие этих структур проходило под влиянием нескольких тектонических фаз: а) субширотные разломы были заложены еще в протерозое и далее подновлялись в раннем и позднем палеозое, а также в мезозое, обусловив общее строение региона и составляющих его структур; б) относительно дизъюнктивов первой степени более молодыми являются послойные зоны брекчирования, которые образовались в начальные орогенические фазы герцинского времени – судетскую и бретонскую; в) надвиговые структуры затрагивают породы нижнего палеозоя (ордовика), интрузивные образования верхнего палеозоя, породы триаса и мела, оставляя без воздействия отложения палеогена. Это дает нам возможность относить время их формирования к ларамийской фазе альпид, что, впрочем, характерно и для надвиговых структур всей Карпато-Балканской дуги; г) воздействие структур северо-западного простирания, смещающих все предыдущие, следует связывать с послепалеогеновым временем (савская фаза?) (палеогеновые блоки), что, безусловно, не должно исключать их зарождение в более древнее время.

Урановая минерализация известна в северо-западной части экзоконтакта интрузива в черных силурийских сланцах, чередующихся с излившимися породами среднего, ближе к кислому, состава.

Сравнительно долгое время существовало прогрессивное, на определенный период времени, мнение о том, что основными рудоуправляющими и рудовмещающими структурами здесь являются Главная и Северная зоны, объединенные в субширотный "минерализованный" разлом, проходящий сквозь углисто-глинистые сланцы силура; Северо-западные зоны пересекают интрузивные породы массива. Считалось, что между разрывными нарушениями оформилась "структурная ловушка". Экран, сложенный надвинутыми породами сиенитового массива, послужил препятствием для сквозного движе-

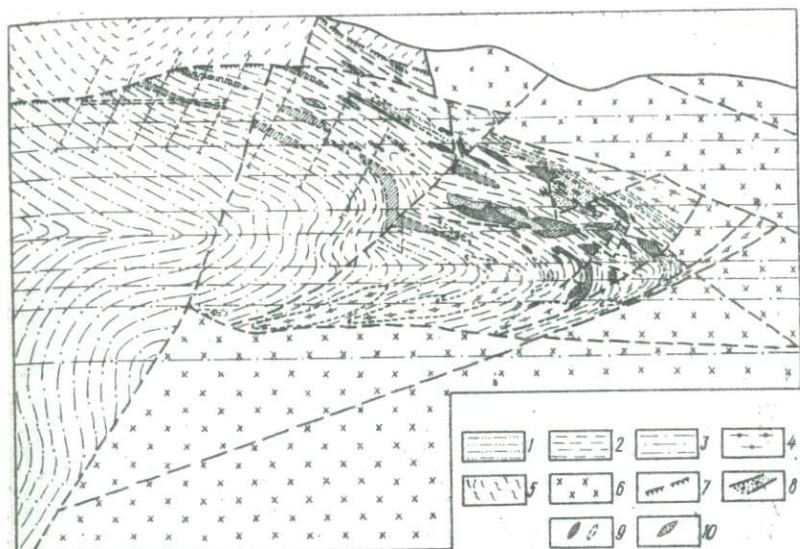


Рис. 17. Схематизированный геологический разрез уранового месторождения в сланцах силура:

1 - 4 - силур: 1 - филлитовидные сланцы; 2 - углистые сланцы; 3 - углистые сланцы с прослойками карбонатов; 4 - кварц-плагио-порфиры (древние эффузивы); 5 - отложения мезозоя; 6 - сиениты; 7 - линия надвига; 8 - зоны брекчирования; 9 - рудные тела; 10 - рудная минерализация.

ния растворов и способствовал процессу осаждения урана в "пойменных" породах силура.

Перекартирование горных выработок позволило нам высказаться о явно пликативной структуре участка, разрушенной впоследствии как сбросовыми, так и надвиговыми разрывами. Речь идет об узкой альпийской лежачей складке, опрокинутой на юг (рис. 17). Лежачий бок складки покоится на разблокированном сиенитовом массиве, а всячий перекрыт надвинутыми породами ордовика и чешуей сиенитов батолита. Складка состоит из трех крупных блоков, ограниченных субширотными сбросовыми структурами от пологопадающих ( $25^{\circ}$ ) до крутых ( $70^{\circ}$ ). Лежачее крыло складки сильно срезано только в крайнем северном блоке. Самый южный блок представляет собой замковую часть складки, где наибольший размах крыльев достигает 140 м с максимальным развитием ее всячего крыла. Внутри блока широко представлена сеть мелких дизъюнктивов - наследников структур более высоких порядков.

Сокращенный химический состав пород

Пачка силура	$SiO_2$	$Al_2O_3$	$TiO_2$	$P_2O_5$	$Na_2O$
III	61,24	19,02	0,63	0,23	0,19
II	63,24	13,28	0,42	0,28	0,23
I	48,01	8,87	0,27	0,28	0,23

Разрывные нарушения можно здесь подразделить на пологопадающие - надвиговые и крутопадающие - сбросовые. Существуют два противоположных направления падения плоскостей надвигов: северное (более древнее) и южное (более молодое). Такое предположение можно сделать на основании взаимоотношения таких структур в районе штольневых горизонтов, где видно, как висячее крыло опрокинутой складки перекрыто чешуей пород ордовика и сиенитами. Крутопадающие структуры более молодые по отношению к плоскостям надвигов обоих направлений и рудным телам (см. рис. 20). С надвиговыми структурами следует связывать подновление межпластовых подвижек внутри лежащей складки и зон брекчирования в пликвативных формах.

По этой причине внутри крупного блока произошли многочисленные смещения, хорошо заметные по нарушенным рудным телам и прослоям эффузивных образований. Величина сдвигов здесь различная - от первых метров до 20 м и более.

Рудная минерализация вначале была известна в замковой части складки, а затем по элементам залегания удалось проследить рудоносные породы на верхних горизонтах штолен, в верхнем крыле опрокинутой структуры.

Статистические данные показывают следующее количество урана в различных породах района (%): черные углисто-глинистые сланцы силура - 82; жилы в интрузивных породах массива - 16; песчано-глинистые сланцы ордовика (?) - 2.

В самих рудовмещающих нижнесилурийских сланцах мы склонны выделять: а) нижнюю пачку углисто-глинистых сланцев с линзами карбонатов; б) среднюю пачку углисто-глинистых сланцев с прослоями эффузивов среднего состава; в) верхнюю пачку филитоидных сланцев. Выделенные пачки отличаются друг от друга химическим составом сланцев их пород (табл. II).

Рудные линзы располагаются в средней вулканогенно-осадочной пачке, образуя I - III рудоносные горизонты в непосредственной бли-

Таблица II

из отдельных пачек силура, %

$K_2O$	$MnO$	$CaO$	$MgO$	$С_{орг}$	Л.п.п.
5,82	0,41	0,84	0,85	0,54	3,35
4,33	0,38	1,33	1,21	2,38	5,99
2,48	0,59	5,93	3,43	1,19	15,81

зости к излившимся разностям вулканитов (см. рис. 17). Рудные тела образованы штокверкообразным скоплением рудных линз, разделенных безрудными с промышленной точки зрения пространствами.

Переход от рудных сланцев к безрудным в пределах средней (рудоносной) пачки постепенный; по петрографическому составу они совершенно идентичны. Существенного различия в химическом составе рудовмещающих сланцев, околорудной зоны и рудных сланцев также не наблюдается (табл. 12).

Содержание урана находится в обратной зависимости от количества терригенного кварца в рудных (48,78 %) и безрудных образцах (65,17 %), наблюдается также увеличение содержания глинисто-углистых прослоек в рудных образцах.

По отобраным из различных штольневых горизонтов штуфам были получены существенные результаты, свидетельствующие о генетических особенностях формирования рудных залежей.

Обнаружены реликты бедных первично-слоистых руд в отдельных брекчиях. На фото 4 хорошо видна интенсивность радиоактивности и распределение урановых минералов: в обломках минерализация бедная, послойная, равномерно-ритмичная; в цементе - ярко выраженная, прожилковая, цементирующая обломки.

На фото 5, 6 проявлены главным образом обломки слабрудных сланцев. Цемент здесь представлен сульфидами и нерудным материалом (перетертые вмещающие сланцы).

На фото 7 представлено спокойное ритмичное оруденение, пересеченное эпигенетическим настуран-сульфидным прожилком; в стороне от прожилка видны тонкие трещинки, заполненные регенерированными чернями.

Урансодержащее вещество в первично-рудных сланцах имеет вид черных неясных микропрослоек без определенных минеральных форм и оптических свойств.

Химический состав рудовмещающих пород, %

Оксид	Рудовмещающие сланцы		Околорудная зона		Руда	
	II-е руд- ное тело	9-е руд- ное тело	II-е руд- ное тело	9-е руд- ное тело	II-е руд- ное тело	9-е руд- ное тело
$SiO_2$	65,84	62,98	59,0	63,92	61,11	62,65
$TiO_2$	0,39	0,54	0,56	0,41	0,49	0,46
$Fe_2O_3$	2,70	5,70	4,22	4,12	3,10	6,48
$FeO$	3,02	4,59	4,18	6,71	4,83	3,98
$Al_2O_3$	10,39	11,86	12,26	10,31	13,28	10,76
$MnO$	0,23	0,60	0,37	0,66	0,50	0,70
$MgO$	2,19	1,81	1,96	1,45	1,88	1,31
$CaO$	2,74	0,40	0,83	0,46	2,08	0,57
$CO_2$	4,47	2,44	3,37	4,02	4,52	3,27
$Na_2O$	-	0,30	1,65	0,73	-	0,23
$K_2O$	-	0,54	3,38	0,57	-	0,26
$U_3O_8$	0,008	0,023	0,034	0,016	1,915	0,344
$P_2O_5$	0,10	0,19	0,10	0,14	0,10	0,20
<i>Σ общ</i>	1,58	2,86	2,12	1,40	2,38	2,91
$SO_3$	0,48	0,39	0,66	0,27	0,18	1,01
$H_2O$	0,82	0,75	1,08	0,76	0,81	0,73
<i>П. п. л.</i>	3,77	3,76	4,60	4,50	3,18	2,42
$\Sigma$	99,72	99,73	100,27	100,44	100,35	99,28

Реликты послыйного распределения рудных компонентов можно наблюдать при внимательном изучении полированных рудных образцов в отраженном свете. Ритмичность в отложении свойственна не только радиоактивному веществу, но и включениям пирита (фото 8, 9). У последнего обычно не наблюдаются кристаллические формы. Агрегаты пирита имеют удлинённый, зернистый характер. В обломках сланцев (фото 10, 11) заметно чередование пиритовых и урансодержащих микропрослоек, сцементированных настуран-сульфидно-карбонатным цементом. Обломки острогранные, почти одинаковы по внешнему облику и минеральному составу, что свидетельствует об их принадлежности к одному и тому же минерализованному прослою пород, впоследствии подвергнутому процессам брекчирования. Процессы брекчирования затрагивали вмещающие породы неоднократно.

но, что является показателем сложных взаимоотношений между рудными минералами в цементе.

Визуально отличить рудные участки от безрудных невозможно. Оконтуривание рудных интервалов осуществляется только радиометрическим методом. Резкие контакты рудных и безрудных сланцев известны только по тектоническим ограничениям. Распределение урана в рудных телах неравномерно, но обычно центральная часть тела содержит максимальное количество урана с постепенным обеднением к периферии. Резко обогащенные участки известны в зонах послонных срывов и брекчирования (см. фото 9), а также на контакте рудных сланцев с тектоническими нарушениями, заполненными глиной. Увеличение концентрации металла замечено в местах контакта сланцев с аффузивными телами (в висячем боку), которые могли служить экраном для растворов при метаморфических процессах.

Послойные рудные залежи — обычное явление, однако изучены они еще недостаточно. Прежде всего это объясняется тем, что в ненарушенных послонных телах чаще всего концентрации урана малые. В случае же их нарушения послонными зонами брекчирования наложенная богатая настуран-сульфидно-карбонатная минерализация маскирует первичный характер руд в сланцах.

Ритмичное распределение урана в рудосодержащих сланцах можно определить на контактных радиографиях и при минералогических исследованиях образцов.

В послонных секущих зонах брекчирования рудные скопления представлены гаммой минералов урана, железа, свинца, меди, цинка, никеля, мышьяка. Нам удалось получить контактные отпечатки (см. рис. 21, 26), на которых четко видно слоистое распределение радиоактивных минералов до образования тектонических брекчий. Распределение радиоактивных минералов в этих случаях аналогично распределению других рудных минералов (см. фото 10). В первом случае хорошо видно первично-слоистое распределение неопределимого радиоактивного минерала в ассоциации с углистыми остатками, во втором — тонкое переслаивание пиритовых прослоек с урановыми чернями в обломках углистых сланцев. На фотографиях видно, что эта минерализация сформировалась до образования зоны брекчирования, так как первично-рудные обломки со слоистой пиритчерновой минерализацией сцементированы секущими явно наложенными настуран-карбонатными прожилками.

Т а б л и ц а 13

Содержание рудогенных элементов  
в рудовмещающих сланцах нижнего сидура

Элемент	Количество проб	Среднее содержание элементов, %	Кларковое содержание элемента в аналогичных породах (по Гинзбургу)
<i>V</i>	23	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$
<i>Pb</i>	23	$5,0 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
<i>Zn</i>	23	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$
<i>Cu</i>	22	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$
<i>As</i>	22	$9,0 \cdot 10^{-2}$	—
<i>Ni</i>	24	$3,3 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
<i>Co</i>	23	$2,7 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
<i>V</i>	23	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
<i>Ba</i>	21	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-2}$
<i>Sr</i>	21	$9,0 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$

Вне залежей промышленных руд, но в пределах продуктивной пачки были отобраны пробы, результаты анализов которых свидетельствуют о существовании широко развитого геохимического процесса, аналогичного процессу в участках рудных залежей (табл. 13).

Определенные урановые минералы представлены настураном, остаточными и регенерированными чернями.

Настуран известен в нескольких генерациях. Форма и размеры его агрегатов различны, различны также соотношения в зависимости от времени их образования. Самый ранний настуран (I генерация) не имеет типичных сферолитообразных форм, а образует лентообразные, неправильные или прожилково-натечные агрегаты вблизи обломков сланцев с реликтами первично-осадочного оруденения.

После настурана отложилась цепочка других рудных минералов: халькопирит, сфалерит, теннантит, галенит и карбонаты. В некоторых шлифах устанавливается наличие никелевых минералов, образовавшихся перед настураном, и кварц-сульфидных прожилков.

Минералогическая и геохимическая характеристики рудовмещающих сланцев показывают, что рудные и безрудные их разновидности не имеют и в этом отношении принципиального различия. В составе сланцев устанавливаются различные элементы, которые ранее считались характерными для седиментогенных образований, — *V*, *As*, *Ge*,

Fe, и параллельно с ними — Mo, Pb, Cu, V и др. — "типично гидротермальных".

Благодаря исследованиям многих геологов граница между этими группами в значительной мере стерлась, что хорошо показано в трудах В.И.Смирнова (1969) и Н.М.Страхова (1965). Нам кажется, что в случае формирования послойных руд существенную роль сыграла подводная вулканическая деятельность, синхронная с накоплением рудовмещающих сланцев. В этот период в водную среду попадали субвулканические гидротермы и эксгаляции, образуя смешанные и разубоженные растворы. Последние, вступая во взаимодействие с углисто-глинистыми осадками, при соответствующих физико-химических условиях, образовали послойные залежи экзотермического происхождения.

При образовании зон брекчирования произошли мобилизация, перенос и отложение рудных элементов уже в других минеральных формах и их ассоциациях — образование метавулканогенных залежей.

При образовании метазалежей существенную роль в мобилизации и переносе урана и других рудных элементов сыграли, вероятно, метаморфические растворы. Об этом свидетельствуют результаты термобарометрических исследований. В карбонатной составляющей углисто-глинистых сланцев с первичным оруденением наблюдаются мелкие газопо-жидкие включения (0,005 — 0,007 мм) с объемом газовой фазы около 10 — 15% и редко существенно жидкие включения. Температура гомогенизации колеблется в узком диапазоне: 107 — 124°C (определения С.И.Терещенко). Общий минеральный комплекс рудных минералов и температура гомогенизации включений вмещающих пород свидетельствует о низкотемпературном характере слабоконцентрированных гидротермальных растворов.

Карбонат из вторичных прожилковых форм минерализации, связанный с зонами брекчирования, показывает температуру образования декрепитационным методом около 300 — 400°C.

Следующий по времени образования — карбонат, пространственно более тесно связанный с зонами урановой минерализации. Это анкерит крупнокристаллический, розового цвета. Его крепитационная кривая начинается при более низких температурах — 22 — 148°C и оканчивается при 398 — 436°C при нагревании до 700°C.

Существенным признаком миграционных процессов служит соотношение  $U^{4+}$  и  $U^{6+}$ . В девяти из 23 проанализированных проб на общий и подвижный уран видно наличие 100%  $U^{6+}$ , а в общем соотноше-

нии  $U^{4+}/U^{6+}$  подвижный уран составляет 58%. При подходящих условиях (гамма-процессов метаморфизма, включая и гидротермальный метаморфизм) переносимый в шестивалентной форме уран восстанавливается, образуя наблюдаемые нами в брекчированных зонах прожилки настурана и сульфидов; при этом настуран I осаждался часто непосредственно вблизи его источника, образуя агрегатные скопления на обломках первично-рудных сланцев.

Минимум двукратное возникновение процессов формирования наложенной настурановой минерализации следует из определений возраста, показавших 240 и 110 млн. лет. Эти значения возраста соответствуют влиянию пфальской и австрийской фаз орогенеза (рис. 18) и подтверждают рудообразующее влияние метаморфизма в районе.

В районе известен также жильный тип урановой минерализации в северо-восточной части сиенитового массива в его эндоконтактовой части.

Вмещающими породами в этом случае являются сиениты, монцититы, дайки сиенит-порфиров, гранит-порфиров и аплитовидных разностей.

Осадочные породы, составляющие экзоконтактовую часть массива, обычны для района. Это силурийские углисто-глинистые сланцы с прослойками серых песчаников, кварцитов и филлитовидные сланцы. В отдельных случаях осадочные породы вдоль тектонических зон сильно метаморфизованы в результате активного динамометаморфизма, образуя в этом случае полосы, отдельные блоки и пятна рассланцованных пород кварц-серицитового состава.

В интрузивных породах участка известны три вида тектонических нарушений: надвиги, сбросы и сдвиги, причем первые два субширотного простирания, а сдвиги прослеживаются в северо-западном направлении, являясь более молодыми структурами относительно надвигов и сбросов. Простирание минерализованных жил и зон совпадает с простиранием северо-западных структур. На одном участке Главного разлома можно наблюдать, как по тектонической трещине внедрились дайки сиенит-порфирового состава. Затем при повторных подвижках в дайке образовалась сеть мелких трещин, по которым двигались растворы, метаморфизовавшие дайку и окружающие сиениты. Со следующим этапом трещинообразования, наложенным на предыдущие, связан процесс рудоотложения. В дальнейшем рудные тела были разорваны пострудными продольными и поперечными разрывами.

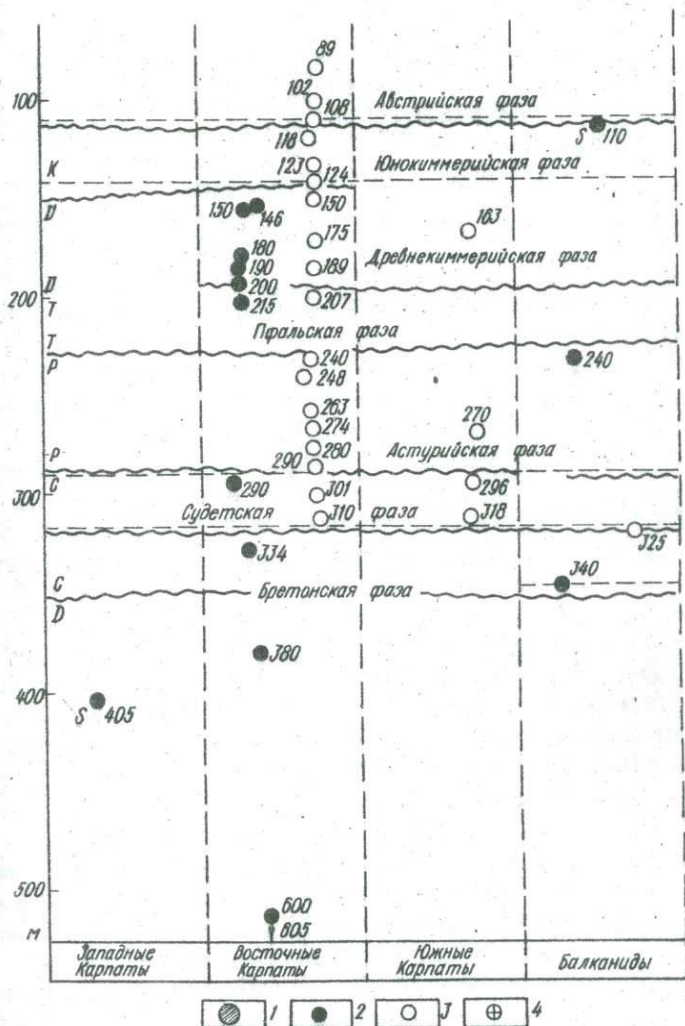


Рис. 18. Результаты определения возраста руд и их метаморфизма из стратиформных залежей в породах кембрия:  
 1 - рудные месторождения; определения возраста: 2 - по рудным месторождениям, 3 - по минералам вмещающих пород; 4 - интрузии.

Рудовмещающие структуры имеют характерные ореолы серитизации, окварцевания и карбонатизации, а в некоторых случаях выполнены карбонатными жилами. Мощность рудоконтролирующих зон различна: от нескольких метров до 50 – 80 м, а карбонатных жил – от десятков сантиметров до 20 м.

Основное количество рудных тел было установлено в оперяющей структуре между Главным и Северным разломами, но впоследствии в подчиненных косоприсланиющихся структурах к надвику и северо-западному сдвигу были обнаружены IУ, У и УП минерализованные зоны. Аналогичная картина наблюдалась в оперяющих трещинах Южного надвига.

В Главном и Северном разломах значительные скопления урана не встречены. Существует мнение, что эти структуры представляли собой рудоподводящие каналы, причем основным, вероятно, был Главный разлом – от него с обеих сторон ответвляются рудоносные оперяющие трещины.

На рудном участке между Главным и Северным разломами минерализация контролируется трещинами вдоль дайки сиенит-порфиров (угол падения  $30^{\circ}$ ). Рудные тела располагаются кулисообразно в висячем боку дайки, проникая по отдельным мелким структурам в тело тектонизированной дайки.

С противоположной стороны от Главного разлома отходит пологая оперяющая структура скола (Ш минерализованная зона).

Аналогичный структурный контроль оруденения отмечается и на других участках. Так, на уровне одного из горизонтов штольни Главный разлом смещен надвигом широтного простирания с углом падения 30 –  $50^{\circ}$ . К оперяющим трещинам, расположенным с лежачего бока этого надвига, приурочена IУ минерализованная зона, включающая рудные тела. Они залегают в зонах трещиноватости среди серицитизированных и карбонатизированных сиенитов и ответвляются от надвига под острым углом с падением на север 55 –  $60^{\circ}$ .

К юго-западу от Главного разлома прослеживается северо-западный сдвиг, к которому с западной стороны примыкает оперяющая трещина широтного простирания, контролирующая У минерализованную зону с рудными телами, падающими на северо-восток под углом  $55^{\circ}$ . Урановая минерализация приурочена к хлоритизированным участкам карбонатных жил, которые развиваются по предварительно тектонически переработанным зонам в определенной последовательности. Вначале по трещинным структурам происходило внедрение даек сме-

Т а б л и ц а 14

Результаты химических анализов рудовмещающих пород, %

Окисел	Вмещающие породы	Зона околорудных изменений	Руда
$SiO_2$	56,64	39,97	14,12
$TiO_2$	0,41	0,40	0,12
$Fe_2O_3$	1,30	2,42	3,82
$FeO$	4,48	4,43	7,11
$Al_2O_3$	16,49	14,19	4,44
$MnO$	0,23	1,10	1,02
$MgO$	3,68	5,16	13,38
$CaO$	4,64	10,57	18,33
$CO_2$	1,85	15,67	32,80
$Na_2O$	2,40	0,25	0,50
$K_2O$	5,00	2,94	0,28
$U_3O_8$	0,009	0,016	0,799
$P_2O_5$	0,68	0,61	0,16
$S_{общ}$	0,05	0,11	2,02
$SO_3$	-	0,04	0,10
$H_2O$	0,40	0,76	0,60
П.п.п.	1,65	1,60	0,002
$\Sigma$	99,91	100,23	99,61

нит-порфиров, затем - их дальнейшая тектоническая проработка с образованием наложенной сетки трещин. В подобных крутопадающих рудоносных структурах наблюдаются резкая десилификация пород, вынос натрия и калия, а позже - процессы карбонатизации, доломитизации и серицитизации, оканчивающиеся отложением урановых минералов, о чем убедительно демонстрируют результаты анализов по IV минерализованной зоне (табл. 14).

Необходимо отметить, что в рудоносных крутопадающих структурах сохраняется последовательность дорудной гидротермальной проработки и процесса рудоотложения не только в магматических породах, но и в осадочных образованиях (табл. 14, рис. 19).

Установлено, что для крутопадающих молодых структур типа IV минерализованной зоны для локализации оруденения благоприятны в равной степени как сиениты, так и черные сланцы.

Вопрос об источнике рудообразующих растворов остается в настоящее время открытым.

Минерализация в жилах имеет ярко выраженный низкотемпературный характер. В пределах секущей структуры в трещинках интрузивных пород и черных сланцев наблюдается прежде всего медно-урановое оруденение, представленное настураном (остаточными урановыми чернями), борнитом, халькопиритом, халькозином и ковелином.

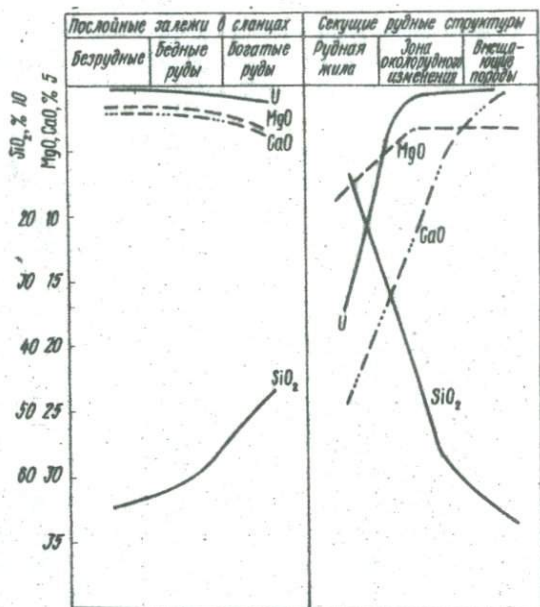


Рис. 19. Изменение содержаний U, MgO, CaO, SiO<sub>2</sub> в различных генетических типах руд.

Настуран образует прожилки (мощностью до 1 мм) неравномерно окисленных агрегатов по трещинкам в сиените. Взаимоотношения его с борнитом и халькопиритом неясны — часто они перекрывают друг друга по времени образования. Борнит встречается в первичной и вторичной формах. Первичный образует ламинарные простирания с халькопиритом, вторичный образуется по халькопириту. Редко в ассоциации с медными минералами встречается галенит. Рудные минералы сопровождаются карбонатами, которые представлены, как показывает рентгеноструктурный анализ, доломитами (табл. 15).

Результаты рентгеноструктурного анализа доломита

$d/n$	$I$	$d/n$	$I$	$d/n$	$I$
3,68	4	2,19	7	1,386	5
3,16	6	2,06	6	1,337	3
2,90	10	1,791	9	1,241	4
2,67	3	1,548	5	1,116	5
2,40	6	1,463	4		

Минералогические исследования состава руд из жил подтверждаются их геохимическими анализами. Было отобрано и проанализировано 32 образца брекчированных рудных сиенитов. В них были обнаружены следующие рудные компоненты (%):  $U - 1,46 \cdot 10^{-1}$ ;  $As - 9 \cdot 10^{-3}$ ;  $Cu - 4,8 \cdot 10^{-3}$ ;  $Pb - 6 \cdot 10^{-4}$ . Цинк не обнаружен ни при минералогическом, ни при спектральном анализе. Мышьяк содержится в руде в качестве включений в пирите и марказите, а также в виде рассеянного в сиените арсенопирита.

На рис. 20 графически изображены количественные взаимоотношения между содержаниями урана, свинца и меди в различных морфологических типах руд: послойных залежах и жилах. Выразительно проявляется ведущая роль сульфидов свинца в послойных рудах, в отличие от жил, где минерализация представлена в основном окислами урана и сульфидами меди. Не исключено, что ведущая роль урана и меди в жильных выполнениях связана с их большой геохимической подвижностью.

Для района распространения рудной минерализации характерны следующие особенности:

1. Нижнесилурийские отложения следует подразделять на три самостоятельные пачки пород:
  - а) нижняя - углисто-глинистые сланцы с линзами карбонатов;
  - б) средняя - рудовмещающая (вулканогенно-осадочная): углисто-глинистые сланцы с прослоями эффузивов среднего состава;
  - в) верхняя - филлитовидные сланцы.

Каждая из выделенных пачек характеризуется своеобразным петрографическим, химическим составом и геохимическими особенностями.

П. В районе существует возможность, кроме ранее отмеченных нарушений, выделить пликативные структуры, осложненные послойными и слабосекущими зонами брекчирования и срыва, которые сыграли большую роль в локализации рудных залежей.

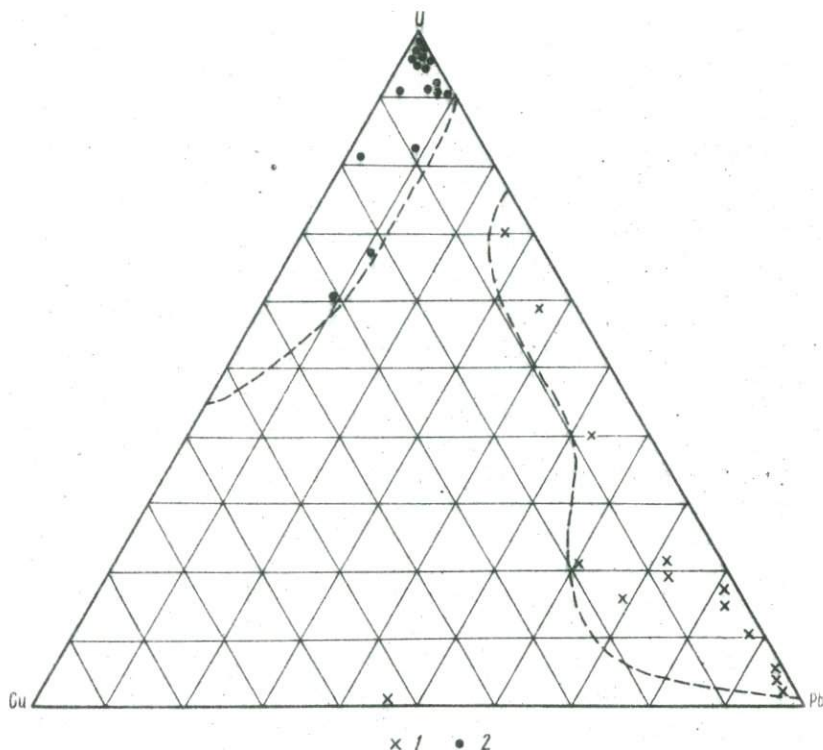


Рис. 20. Диаграмма соотношения между содержаниями  $U$ ,  $Cu$  и  $Pb$  в различных типах руд:  
 1 - в послойных залежах; 2 - в жильных структурах.

Ш. Формирование рудной минерализации проходило в несколько этапов:

а) во время накопления нижнесибурийской толщи при влиянии экзовулканических процессов;

б) под влиянием герцинского и альпийского метаморфизма рудовмещающих пород;

1У. Выделяются три морфологических типа руд, формирование которых следует связывать с различными рудообразовательными процессами:

а) послойные сингенетичные с накоплением средней осадочно-вулканогенной пачки залежи бедных руд (экзовулканические процессы);

б) штокверкообразные тела в пределах того же стратиграфического интервала, представленные богатыми брекчированными рудами (процессы динамо- и гидротермального метаморфизма);

в) жильные рудные тела, образование которых связывают с экзогенными процессами.

Северо-западнее описанного участка в пределах все той же антиклинали среди глинисто-углистых сланцев нижнего силура предполагается еще один участок развития минерализации.

В структурном отношении он приурочен к сильно осложненной дизъюнктивами альпинотипной складке подчиненного, по отношению к основной антиклинали, порядка. Южное крыло складки оборвано субширотным сбросом, плоскость которого падает к югу под углом  $80^{\circ}$ . Амплитуда сброса достигает 250 м. Система субширотных сбросов наиболее древняя. Сдвигово-сбросовые нарушения северо-западного и северо-восточного простираний относительно моложе (рис. 21). Они разбивают район месторождения на мелкие блоки, размеры которых составляют от первых десятков метров до 200 м. На участке месторождения известны зоны послынного дробления и брекчирования, вполне аналогичные отмеченным ранее. По субширотному сбросу рудовещающие силурийские сланцы приведены к тектоническому контакту с терригенными породами перми.

На месторождении известен четкий литолого-стратиграфический контроль. Вся рудная минерализация приурочена только к углисто-глинистым сланцам нижнего силура. В фйллитоподобных сланцах силура (верхняя пачка), в породах карбона и перми оруденения нет.

Морфологически рудные тела представляют собой линзовидные образования неправильной формы. Они не имеют четких границ с вмещающими породами, образуя постепенные расплывчатые переходы. Обогащенные ураном участки пород приурочены к мелким (III - IV порядка) антиклинальным перегибам общей пликвативной структуры вблизи тектонического контакта с пермью. В лежачем боку субширотного сброса также известны проявления уранового и сульфидного оруденения, а именно - в послынной плоскости срыва, примыкающей к отложениям нижнего палеозоя. На глубине рудное тело подчиняется общей слоистости пород силура и уходит от тектонического контакта (см. рис. 21).

В местах обогащения вмещающие породы катаклазированы и брекчированы, причем цементирующий материал представлен теми же силурийскими сланцами с очень большим удельным весом метаморфизо-

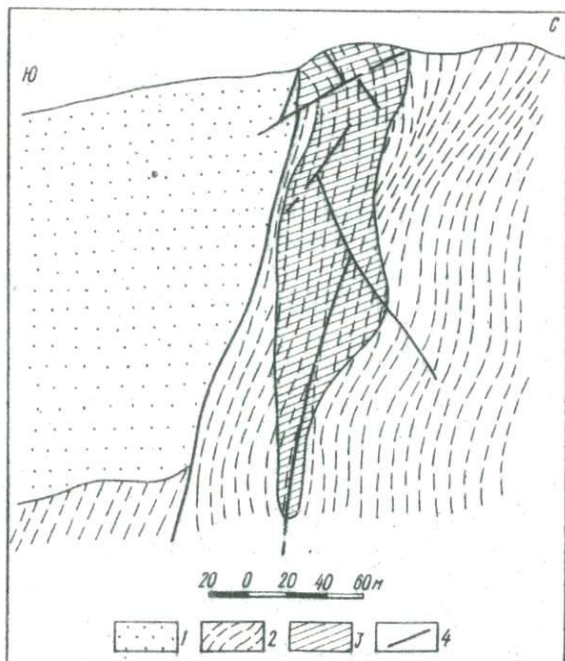


Рис. 21. Геологический разрез рудной залежи в силурийских сланцах:

- 1 - пермь - пестрые конгломераты и песчаники;  
 2 - силур - углистые сланцы; 3 - рудное тело;  
 4 - тектонические нарушения.

ванного кварца, серицита и рудных минералов. Последние совместно с кварцем перераспределены по трещинкам брекчированных участков. Чешуйки серицита здесь не ориентированы, что свидетельствует об отсутствии эндогенного процесса, более молодого, чем основной метаморфизм породы.

Сланцы с повышенной радиоактивностью совершенно не затронуты гидротермальными процессами. В отличие от безрудных, они имеют резко повышенное содержание углистого вещества, меньшее количество кварца, больше - железа и серы за счет сульфидных соединений (табл. 16).

В ненарушенных сланцах основная масса представлена рассеянным первичным оруденением: пирит, марказит, сфалерит, урановые черны, очень редко настуран; вторичным: торберит, отенит, малахит, железные гидроокислы и т.п.

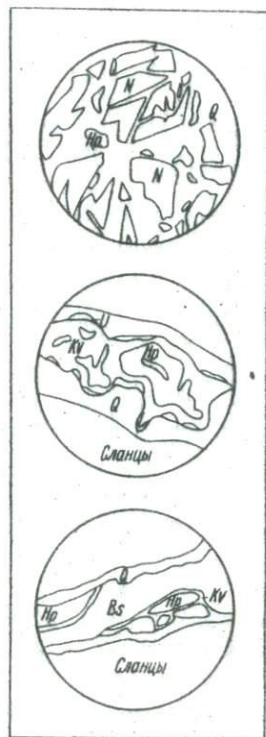


Рис. 22. Ассоциации рудных минералов в сланцах силура; ув.21:  
*Q* - кварц; *Np* - халькопирит; *Kv* - ковелин; *U* - урановые черни;  
*N* - настуран; *Bs* - бассеттит.

Сланцы с максимальной концентрацией руд сильно катаклазированы и рассечены кварц-пиритовыми прожилками. Иногда и в самих прожилках наблюдаются обломки сланцев. При этом изменения в минералогическом и химическом составах сланцев и их обломков не происходят. В этом случае цемент брекчий окварцован, пиритизирован, карбонатизирован и содержит прожилки урановых черней, настурана и сульфидов. Вблизи прожилков удастся заметить тонкие зонки осветления сланцев за счет серицита и кварца.

В первом и во втором случаях видно, что минерализация не отличается разнообразием, но в то же время необходимо отметить, что все минералы тесно ассоциируют, замещают друг друга (рис.22).

Химический состав рудных

Сланцы силура	$CO_2$	$SiO_2$	$CaO$	$MgO$	$MnO$	$FeO$	$Fe_2O_3$	$Al_2O_3$
Рудные	0,44	69,1	0,55	0,56	0,01	0,82	3,97	12,71
Безруд- ные	0,31	79,2	0,42	0,44	0,09	0,50	1,31	8,96

Только при пересечении рудных жилков наблюдаются весьма простые взаимоотношения, что объясняется, очевидно, подновлением минералообразующего процесса при эпигенезисе.

Настуран ассоциирует с пиритом, марказитом, халькопиритом. В аншлифах наблюдался катаклиз марказитовых кристаллов и настурановых образований. Отдельные кусочки кристаллов сцементированы раздробленным кварцем.

Наличие барита и всего общего минерального комплекса свидетельствует о низкотемпературном характере растворов ( $100 - 200^\circ$ ), который обусловил слабую растворимость и перенасыщение. Это хорошо видно по коллоидным текстуркам настурана и марказита. Не исключено, что в конце процесса минералообразования растворы имели коллоидный характер и рудные минералы образовались при дегидратации гелей.

Приуроченность процесса рудоотложения к определенному интервалу раннего силура подтверждается также результатами анализов проб из различных стратиграфических уровней палеозоя района (см. табл. II).

Между величиной  $\Delta Eh$  и содержанием урана в породах разреза существуют определенные связи:

а) низким значениям  $\Delta Eh$  соответствуют малые количества урана в пермских конгломератах, а также песчаниках и сланцах верхнего ордовика;

б) высоким содержаниям урана в рудовмещающих сланцах силура соответствуют большие значения  $\Delta Eh$  (табл. I7).

При высоком  $\Delta Eh$  в карбонатных разновидностях силура содержание урана остается низким. Это объясняется тем, что в тех местах, где количество карбоната увеличивается, резко уменьшается количество углистого вещества и, соответственно, урана. Объяснение находим, с одной стороны, в высокой подвижности гидрокарбонатной формы уранил-иона, а с другой - пониженной восстановительной способности среды.

Таблица 16

и безрудных сланцев, %

$TiO_2$	$P_2O_5$	$SO_3$	$S_{сульф}$	$K_2O$	$Na_2O$	Влага	П.п.п.
0,73	0,10	0,65	1,37	2,11	0,71	0,64	5,20
0,52	0,33	0,23	0,62	2,38	0,34	0,41	4,60

Таблица 17

Зависимость содержания  $U$  в породах от величины  $\Delta Eh$ 

Лито- логическая разновидность	Коли- чест- во проб	Количество $\Delta Eh$			Содер- жание урана, %
		мини- маль- ное	макси- маль- ное	среднее	
Пермские конгломераты	18	0	10	4,4	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Пермские песчаники	16	0	25	9,0	$1,6 \cdot 10^{-4}$
Пермские кварцевые порфиры	19	-	-	-	$2,2 \cdot 10^{-4}$
Сланцы верхнего девона	11	15	25	17,2	$2,9 \cdot 10^{-4}$
Песчаники верхнего девона	17	10	25	21,7	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Сланцы силура:					
карбонатные черного цвета	10	30	35	30,5	$5,8 \cdot 10^{-4}$
черные (рудовмещаю- щие), импрегнирован- ные сульфидами	23	40	115	74	$2,8 \cdot 10^{-3}$
лилового цвета	6	10	50	31,0	-
Сланцы верхнего ордовика	35	10	30	13,7	$1,6 \cdot 10^{-4}$

Первичное сингенетичное накопление рудогенных минералов в силурийских сланцах произошло за счет вулканических гидротермальных растворов. Переотложение и концентрация их проходили в период формирования региональной антиклинальной структуры в начальные этапы герцинского орогенеза и в дальнейшем продолжались при образовании наложенной мелкой складчатости в последующие фазы тектонической активности.

Глава VI  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОНЕЧНОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ  
ДРЕВНЕЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

---

Вулканогенные месторождения комплексных руд  
в породах перми

В складчатых сооружениях Карпат, Балканид и Кавказа широко распространены пермские образования (Жуков и др., 1976). Представлены они слабо измененными породами, степень метаморфизма которых не достигает зеленосланцевой стадии. Соответственно локализованные в них рудные залежи подверглись незначительным изменениям, благодаря чему можно проследить трансформацию рудного вещества под влиянием начальной стадии метаморфических преобразований.

В пермских отложениях Европы локализованы некоторые урановые месторождения, геология которых широко освещалась в работах Ф.Ипполито (1959) по итальянским Альпам; А.Барабаша, К.Вирага, Я.Винце (1966, 1967, 1970) — по Венгрии; Я.Кантора (Kantor, 1959), И.Райковича (Rajkovič, 1968), Ф.Жукова (1965) — по Западным Карпатам.

В последние годы продвинулось изучение медно-колчеданных полиметаллических и других рудопоявлений в районах Северного Кавказа (Ачеев, Жуков и др., 1976).

Все эти месторождения и рудопоявления приурочены к вулканогенным и вулканогенно-осадочным отложениям пермского возраста, сформировавшимся на конечной стадии развития древних эвгеосинклинальных структур.

Среди урановых месторождений подобного типа по структурно-морфологическим особенностям рудных залежей можно выделить две группы. На формирование месторождений I группы преобладающее влияние оказывали постмагматические растворы, связанные с вулканическими постройками и сопровождающими их разрывными структурами (месторождения типа Гута — Мурань). II группа характеризу-

ется высоким удельным весом экзогенных процессов в переносе и отложении рудных компонентов из продуктов вулканической деятельности (месторождения типа Мечек).

### Месторождения I группы

В структурном отношении месторождения I группы приурочены обычно к крупным антиклинальным поднятиям, осложненным складчатостью подчиненных порядков. Например, в Западных Карпатах рудный район приурочен к Северо-Гемеридной синклинали. Последняя представляет собой переходную полосу от Спишко-Гемерского антиклинория в обширный Липтовский синклинорий.

В Северо-Гемеридной синклинали развиты складки субширотного простирания. Наиболее крупная из них – синклиальная складка в районе Нововесской Гуты. Южное крыло ее, осложненное региональным широтным разломом, прослеживается в восточном направлении до селения Биндт, где наблюдается другая синклиальная структура аналогичного простирания. Центральная синклиналь имеет тенденцию к замыканию и рассматривается как сложное сооружение (рис. 23), разбитое на несколько блоков. В северном направлении она переходит в узкую антиклинальную складку (участок Гута) с падением крыльев до  $70 - 80^\circ$  (падение крыльев синклинали  $30 - 45^\circ$  на юг, участок Мурань).

В окрестностях Нововесской Гуты была выделена поперечная складчатость, захватившая осадочные комплексы моложе силурийского возраста.

В сложной системе дизъюнктивной тектоники региона удается выделить три преобладающих направления простирания древних структур: субширотное, северо-восточное, субмеридиональное с вариантами северо-западного простирания.

В позднепермское время обновление структур субширотного простирания привело к образованию вулканов линейного типа.

Мощность тектонических зон – 0,2 – 30 м. В некоторых случаях это нарушения, заполненные глиной трения, милонитом, тектоническими брекчиями окружающих пород, в других – структуры выполнены жильной минерализацией триасового возраста (Ilavský, 1959): кварц-сидеритовой (участок Мурань) или кварц-халькопиритовой (участок Ганискова). Первичная урановая минерализация в таких структурах не выявлена.



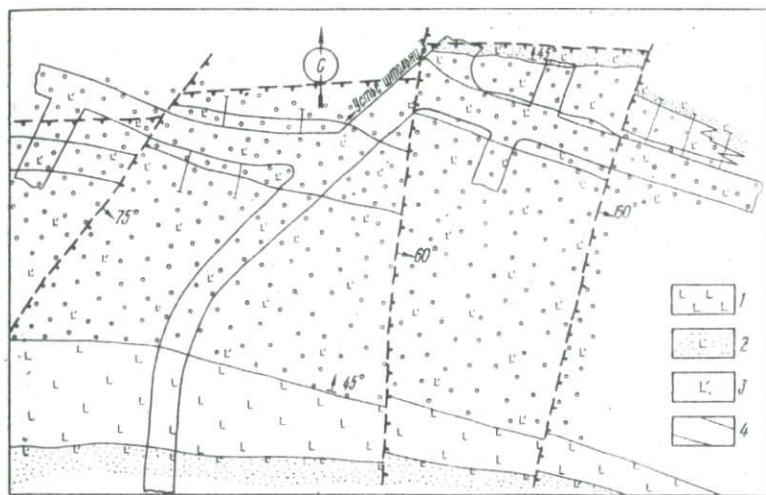


Рис. 24. Район Нововесная Гута. Месторождение Мурань. Составил Ф.И. Жуков:  
 1 - кварцевые порфиры; 2 - алевриты и песчаники с туфовым материалом; 3 - туфоконгломераты и туфобрекчии; 4 - рудное тело.

под воздействием субширотных и северо-восточных нарушений тектонические блоки разбиты на мелкие блоки системой субмеридиональных структур (рис. 24). Это проявилось прежде всего в перемещении мелких блоков в обратном направлении от крупных блоков смещения, т.е. северном и северо-западном. Амплитуда сдвига достигала 30 м, но чаще всего - 2 - 15 м.

Кроме сбросово-сдвиговых нарушений в пределах рудных полей I группы месторождений встречаются и надвиговые структуры. В одном из районов известны надвиговые структуры субширотного простирания с падением плоскости надвига на юг под углом 25 - 30°.

По результатам бурения структурной скважины доказан надвиг пермских вулканитов на меловые отложения. Многочисленными наблюдениями в горных выработках отмечено, что во многих случаях среднетриасовые известняки и верхнемеловые мергели "наползали" на пермские кварцевые порфиры и их пирокласты, образуя пострудные зоны брекчирования (рис. 25). На поверхности такие зоны устанавливаются по реликтам, сохранившимся от денудации пород, и обычно копируют рельеф пермского покрова.

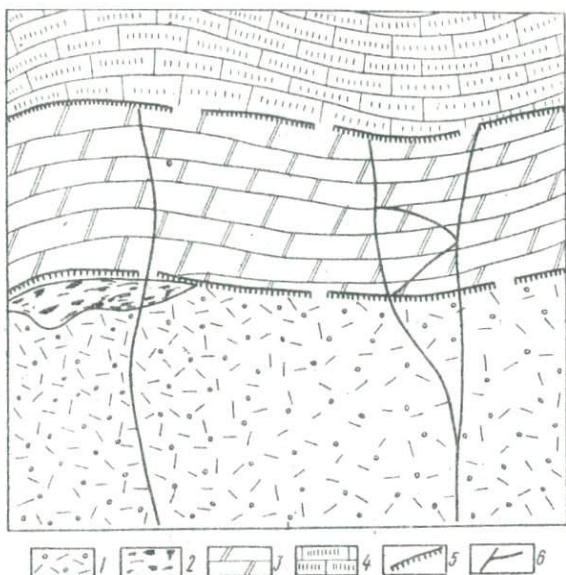


Рис. 25. Зона надвига и деталь пластообразной залежи в пермских пирокластах:  
 1 - кварцевые порфиры; 2 - рудные туфоалевролиты; 3 - известняки среднего триаса; 4 - мергели мелового возраста; 5 - зона надвига; 6 - трещины, выполненные инфильтрационным карбонатом.

Закономерна приуроченность рудных залежей к определенному стратиграфическому интервалу в разрезе перми. Обычно он совпадает с этапом проявления активного вулканизма и поэтому насыщен продуктами его деятельности. Проявление вулканизма в рудных районах обычно полициклично. Так, в районах Западных Карпат (Žukov, 1963) выделяется два цикла активного вулканизма, представленных в отложениях вулканогенно-осадочной свиты двумя различными пачками пород: нижней  $\rho_2^{2a}$  с характерным уран-молибден-медным оруденением и верхней  $\rho_2^{2c}$  с уран-медным оруденением.

В другом районе выделяется четыре цикла explosивно-экструзивной деятельности:

I - накопление туфогенных алевролитов и туфо-аргиллитов; внедрение гранофиоров и гранит-порфиров;

II - нагромождение лаво-, туфобрекчий и туфопесчаников; внедрение гранит-порфиров;

III — излияния лаво- и туфобрекчий кислого состава, прорванные двухимпульсными кварцевыми порфирами;

IV — накопление терригенно-пирокластических мелководных осадков туфогенных песчаников, алевролитовых аргиллитов и алевролитов, экструзии кварцевых порфиров и гранофиров.

Не исключено, что последние порции кварцевых порфиров по возрасту являются триасовыми, так как в одном случае мы наблюдали небольшую дайку кварцевых порфиров, внедрившихся в средне-триасовые известняки.

В пределах месторождений I группы можно выделить несколько морфогенетических типов рудных тел, которые связываем с последовательными выделениями минеральных ассоциаций из гидротерм в периоды затухания активной вулканической деятельности (рис. 26): 1) вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды в кварцевых порфирах; 2) трещинные руды в микрогранофировых брекчиях и диабазах; 3) линзообразные метасоматические залежи; 4) послойные (пластообразные) рудные тела в туфопесчаниках и туфоалевролитах; 5) неправильные гнездовидные рудные тела в известняках среднего триаса, которые мы связываем с эпигенетическими процессами в период тектонических катаклизмов альпийского периода.

Всякий новый импульс возобновившейся гидротермальной деятельности отразился на предыдущих продуктах минералообразования с различной интенсивностью.

В I морфогенетическом типе руд можно различить две подгруппы:

Ia — вкрапленную минерализацию в кварцевых порфирах;

Iб — прожилково-вкрапленную в цементе сильно катаклазированных и брекчированных кварцевых порфиров.

В морфологическом отношении подобные залежи образуют эллипсоидные тела с неясными контурами, которые постепенно "растворяются" во вмещающих породах аналогичного состава. Размеры рудных тел небольшие — обычно это первые метры, но иногда достигают 12 — 15 м по длинной оси эллипсоида. Рудные породы от безрудных визуально отличить трудно. У них одинаковые массивная текстура и цвет. Для рудных пород характерны скопления сульфидных минералов меди и железа, которые макроскопически иногда плохо заметны. Степень радиоактивности породы, характеризующая ее промышленную ценность, совершенно не зависит от наличия разрывных нарушений в кварцевых порфирах (рис. 27).

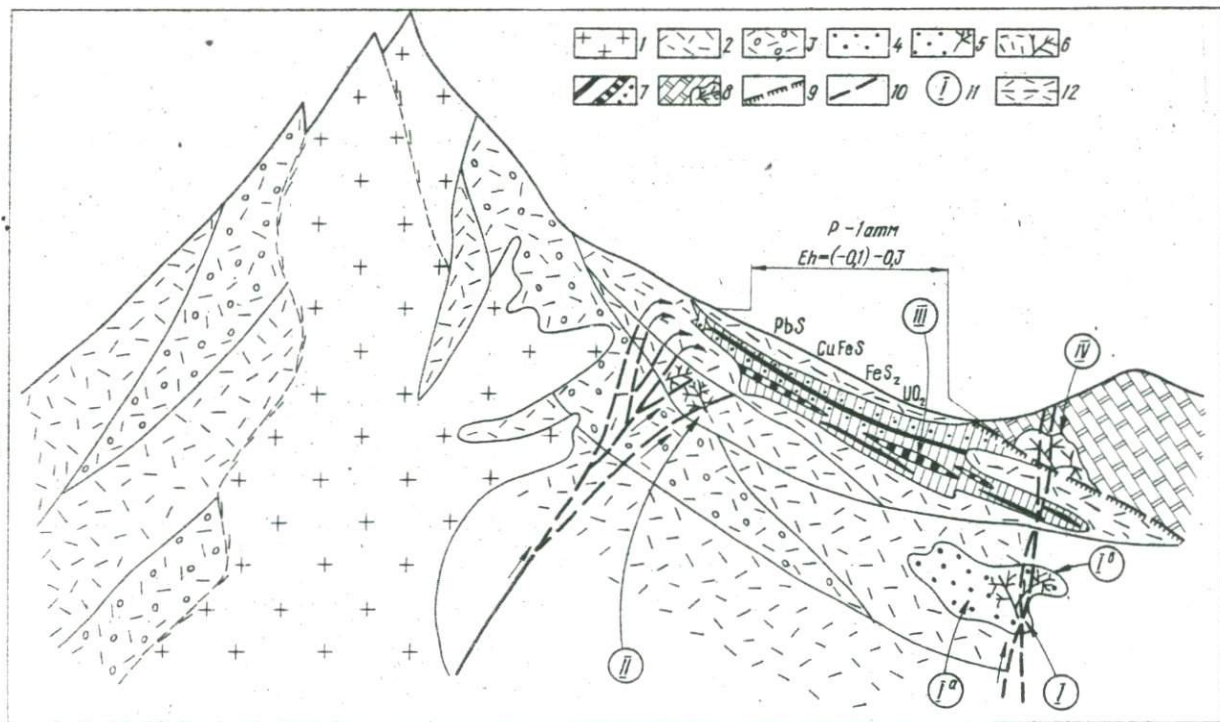


Рис. 26. Принципиальный схематический разрез месторождения I группы:  
 1 - гранит-порфиры; 2 - кварцевые порфиры; 3 - пирокласты; 4 - вмещающая минерализация в кварцевых порфирах; 5 - прожилково-вмещающая минерализация в кварцевых порфирах; 6 - микрогранофировые брекчии с рудным цементом; 7 - послойные рудные тела; 8 - оруденение в среднетриасовых известняках; 9 - надвиг; 10 - тектонические нарушения; 11 - I - IV - морфогенетические типы руд; 12 - туфоалевролиты и туфопесчаники.

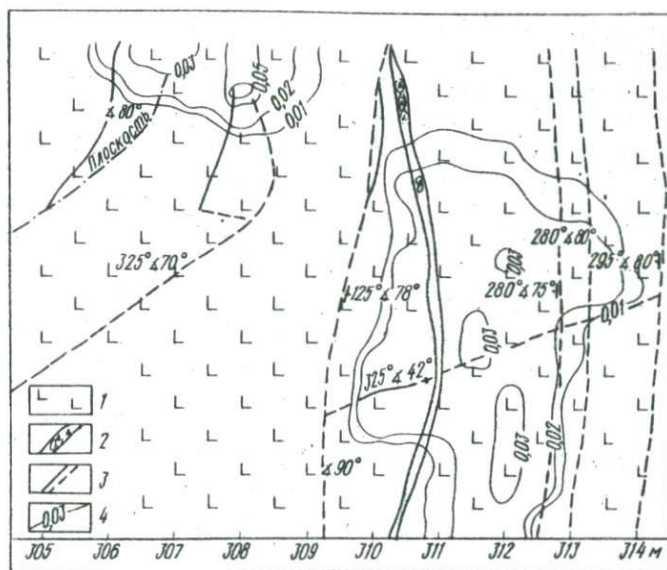


Рис. 27. Участок стенки кварцшлага:  
 1 - кварцевые порфиры; 2 - милонитизированный тектонический шов; 3 - мелкая трещиноватость; 4 - содержание урана, %.

Я.Кантор (Kantor, 1959) подчеркивал, что валуны кварцевых порфиров из горизонтов туфоконгломератов и брекчий являются первично-рудными и уже в минерализованном состоянии подверглись разрушению и транспортировке. Наряду с сульфидной минерализацией Я.Кантор и И.Райкович (Rožkovič, 1968) отмечают настуран в виде мелких зернышек, отличающихся коллоидной структурой (фото 12, 13).

Л. и Э.Дрнзики (Drnžik, 1959) доказали в рудных участках кварцевых порфиров наличие таких рудных минералов, как пирит, халькопирит, настуран (?), висмутин, сфалерит, тетраэдрит, халькозин и ковелин. Наиболее распространены из всех пирит, халькопирит и настуран.

Пирит I встречается в виде идиоморфных кристаллов, пирит II - микростяжения, пирит III - коллоидный.

Халькопирит образует в кварцевом порфире зерна неправильной формы, замещающие почти полностью хлоритизированные порфировые вкрапленники полевого шпата (фото 14, 15). Размер вкрапленников

достигает 3 - 4 мм. В халькопирите часто видны включения пирита I и сфалерита в виде неправильных зерен. По краям халькопирита заметен тетраэдрит вместе с висмутином. Иногда халькопирит находится в висмутине. Известна ассоциация халькопирита с настураном.

Для настурана характерны слабые натечные формы, пористая поверхность и низкая отражательная способность. Весьма часто на месте настурана позже образовывались остаточные урановые черни. Чаще всего настуран-черневые агрегаты образуются около пирит-халькопиритовых или образуют с ними взаимно проросшие агрегатные скопления.

В различных рудных районах, кроме названных рудных минералов, в одних случаях встречается заметное количество галенита, а в других - молибдена в неустановленной минеральной форме.

Прожилково-вкрапленная минерализация, приуроченная к участкам катаклаза и брекчирования в кварцевых порфирах, обнаружена как на поверхности, так и в горных выработках.

На поверхности подобную минерализацию можно наблюдать в кварцевых порфирах, которые в одних случаях сохранились в неизменном виде и имеют серовато-фиолетовый цвет, а в других - сильно катаклазированы, осветлены и частично ожелезнены. Тектоническая зона представляет собой серию трещин. Их мощность - от нескольких миллиметров до 1 - 2 см, а длина - 25 - 30 см. Трещины заполнены раздробленным и сильно перетертым материалом вмещающих пород, иногда пропитаны гидрокислами железа и продуктами вторичной урановой минерализации. К ним причленяются оперяющие открытые трещины, не содержащие минерализации и образовавшиеся, очевидно, после рудного процесса. Пострудными являются также мелкие невыдержанные прожилки молочного-белого и розового кварца (длина 1 - 1,5 м, мощность 0,1 - 1,5 см). На поверхности урановые минералы представлены уранофаном, отенитом, торбернитом и вторичными урановыми чернями. Отмечены и настурановые прожилки длиной до 20 - 30 см и мощностью максимально до 0,5 см. Наиболее распространен уранофан. Он наблюдается в виде землистых агрегатов и налетов по трещинкам, а также как импрегнация в перетертой горной породе и в осветленных кварцевых порфирах. Из других рудных минералов встречены лимонит, гематит, малахит и азурит.

В горных выработках в прожилково-вкрапленном типе минерализации встречаются первичные минералы, которые по составу в об-

щем соответствуют вкрапленной минерализации. Однако концентрации рудных минералов явно значительнее.

Окисленный настуран встречается в виде прожилков, без типичных натечных форм. Непосредственно после него образуется халькопирит в виде субпараллельных прожилков, которые иногда пронизывают настуран.

Обычно в сильно катаклазированных участках центральная часть рудного цемента занята агрегатами сфалерита, халькопирита, иногда - теннантита, кварца и главным образом пирита с метакolloидным обликом. Эта группа минералов, характерная для парагенетических ассоциаций в послойных рудных телах, явно наложена позже в зонах катаклаза и брекчирования.

II тип руд - трещинные руды в микрогранофирах представляют собой узкие столбообразной формы мелкие тела (до 10 м в диаметре) в общей массе гранофигов и кварцевых порфигов. Мы склонны считать микрогранофиры продуктами взрывов мелких паразитических центров. Руда в брекчии микрогранофигов, в сущности, не отличается по составу от вкрапленно-прожилковых руд в кварцевых порфирах, являясь, очевидно, продуктом единой стадии минералообразования.

Рудные минералы наблюдаются здесь в импрегнированных пиритом, арсенопиритом и халькопиритом обломках породы и прожилках настурана, остаточных черной и халькопирита в цементе рудной брекчии (фото 16, 17).

Подобные трещинные или жилообразные тела встречаются и в других районах, где они рассекают гидротермально измененные диабазы внутри вулканического аппарата. В таких случаях настуран замещает ранее образовавшиеся диопсид, эпидот, амфибол. Более молодой возраст жильного оруденения подтверждается наличием ксенолитов первично-рудных песчаников среди диабазов. Настурановые прожилки пронизывают диабазовое тело, проникая и в ксенолиты песчаников.

III тип руд - линзообразные метасоматические залежи были описаны ранее Я. Кантором (Kantor, 1959) и Ф. Жуковым (1965). Рудный материал в таких залежах замещает цемент туфобрекчий и туфоконгломератов (фото 18, 19). В его состав входят настуран, урановые черны, пирит, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, самородное серебро, пирротин, антимонит.

Настуран образует в цементе мелкие выделения, а также коллоидные пальце- и гирляндобразные формы. Обычно настуран мо-

ложе пирита, на котором он располагается в виде "рубашки" (пленки). Урановые черны наблюдаются в виде тонких пленок и прожилков и очень редко – в виде конкреционных стяжений.

Пирит обнаружен в форме пентагон-додекаэдра; видны также аллотриоморфные зерна пирита, явно затронутые дроблением в процессе тектонических подвижек. И. Ройкович (Rojkovič, 1967) заметил, что подверженные альпийскому метаморфизму (сжатию) кристаллы пирита прорастают новообразованиями хлорита, серицита и кварца.

Халькопирит образует аллотриоморфные ограниченные зерна и короткие прожилки в цементе породы.

Молибденит интенсивно подвержен неоднократному тектоническому воздействию, которое способствовало развальцеванию единичных зерен и образованию мелких чешуек и примазок на кластическом материале.

Спектральный анализ этих руд дал следующие результаты (%): *U, Mo, Cu, Fe, Si, Al* – свыше 1; *Ba, As, Sb, V, Mn, Pb, Ti* – менее 1; *Ca, Zr* – менее 0,01; *Ga, Ir, V* – следы.

При систематическом отборе проб выявились определенные корреляционные связи между содержаниями главных компонентов *U, Mo, Zn* (рис. 28).

IV тип руд – послойные залежи изучены в нескольких районах, где отмечается фациальное замещение грубокластических вулканоген-

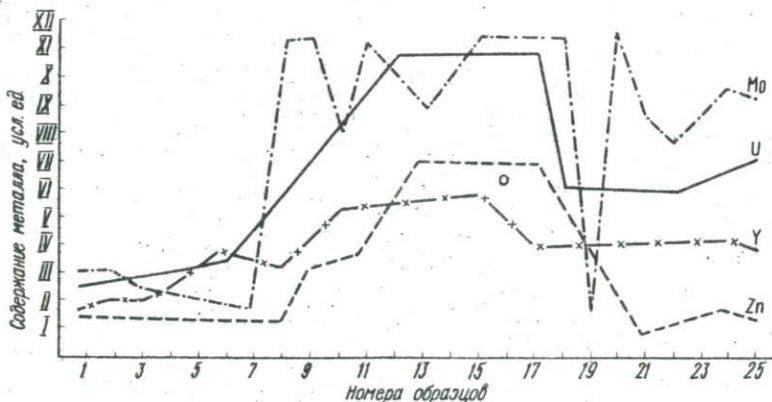


Рис. 28. Взаимозависимость содержаний *Mo, U, Zn* в рудных залежах нижней эффузивно-осадочной пачки  $p_2^{2a}$  (участок Мурань).

ных отложений туфопесчаниками и реже – алевролитами с примесью туфового материала (фото 20). Здесь выделяются две рудовмещающие пачки: нижняя и верхняя. Рудные прослои в породах нижней пачки представляют собой темно-серые плотные разности с массивной и (реже) слоистой текстурой, тонкой вкрапленностью сульфидов и реликтами органического вещества. Рудные вкрапленники встречаются в виде точечных непрозрачных включений в цементе и в виде примазок по спайности мусковита. Размеры включений – тысячные и сотне доли миллиметров, изредка – до 0,1 мм. Они концентрируются в виде пятен и линзочек размером 3 – 5 мм, что придает породе пятнистую окраску. В алевролитах скопления рудного вещества образуют линзочки и прослойки.

Из рудных минералов определены пирит, халькопирит, блеклая руда, галенит и сфалерит.

Пирит образует тончайшую вкрапленность и обычно ассоциирует с органическим веществом.

Халькопирит наблюдается в виде мелких включений и коротких прожилков. Вместе с халькопиритом часто встречаем блеклую руду, галенит, сфалерит.

Блеклая руда представлена двумя генерациями: первая образует каемку вокруг зерен халькопирита; вторая – прожилки, секущие вкрапленники халькопирита и блеклой руды первой генерации. Галенит встречается также в двух генерациях, но в значительно меньшем количестве. Сфалерит найден в виде единичных зерен светло-коричневого цвета.

Несмотря на высокие содержания урана, в послонных залежах определить его минеральную форму не удалось. Я. Кантор (Kantor, 1959) считает, что скорее всего речь может идти об ураноорганических соединениях.

Спектральными анализами образцов обнаружены следующие элементы (%): *Mo, Fe, Si, Al* – свыше 1; *Cu, U, Ba, As, Sb, V, Zn, Mn, Pb, Ti, Co, Ni* – менее 1; *Ag* – менее 0,01; *Zr* – следы.

Рудные проявления, приуроченные к верхней эффузивно-осадочной пачке, пока обнаружены только в двух местах: на участке г. Стражанский Копец вблизи Нововесской Гуты и к западу от нее у г. Гапель.

На г. Стражанский Копец медистые песчаники вскрыты древней штольной Ладислав, обновленной в конце 50-х годов. Здесь на флюетовых алевролитах и песчаниках, относимых к средней ("пестрой")

пачке  $P_2^{20}$ , залегают излившиеся кварцевые порфиры мощностью до 10 м. Непосредственно над ними залегают серо-зеленые полимиктовые песчаники, в кластическом материале которых находятся многочисленные мелкие полуокатанные обломки кварцевых порфиров.

Песчаники в различной степени импрегнированы сульфидами, главным образом теннантитом и борнитом. Из вторичных минералов здесь встречаются халькозин, ковеллин, малахит, азурит, лимонит, а также урановые слюдки - отенит и торбернит. Последние распределены равномерно, образуя короткие линзы в песчаниках. Содержание урана в таких линзах едва достигает первых десятых процента (обычно 0,03 - 0,05 %). Однако и здесь замечена тесная корреляционная связь между промышленным содержанием урана и меди (рис. 29).

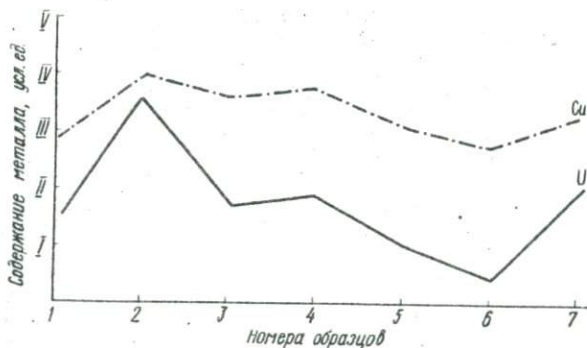


Рис. 29. Взаимозависимость содержаний U и Cu в верхней эффузивно-осадочной пачке  $P_2^{20}$  месторождения Нововесеская Гута.

По описанию Л. Дрнзиковой (Drnzik, 1959), теннантит наблюдается вместе с борнитом в коротких кварцевых жилках, а большей частью в качестве импрегнаций в песчаниках, образуя стяжения неправильной формы в цементе между обломками кварца.

Борнит чаще всего встречается в виде включений в теннантите вместе с кобальтином и арсенопиритом. Халькопирит образует отдельные зерна, а также мелкие жилки, пересекающие борнит. Кобальтин наблюдается в форме идиоморфных кристаллов в тонких кварцевых жилках.

Таким образом, характер минерализации верхнего рудоносного горизонта несколько иной, чем нижнего:

а) нет первичных урановых минералов;

б) молибден обнаруживается в рудоносном песчанике только в кларковых содержаниях, в отличие от промышленных концентраций нижнего горизонта;

в) основными рудными минералами являются здесь отенит, торбернит и теннантит; в меньшем количестве наблюдаются борнит и халькопирит (в нижнем же горизонте – настуран, урановые черны, молибденит, халькопирит; реже – блеклые руды, галенит, сфалерит).

Значения абсолютного возраста формирования рудной минерализации известны по материалам Я.Кантора (Kantor, 1959) – 200 – 220 млн. лет ( $\alpha$ -свинцовый метод) и Г.Эйновьева:  $\frac{206_{Pb}}{238_{U}} = 173$  млн.

лет;  $\frac{207_{Pb}}{235_{U}} = 178$  млн. лет;  $\frac{207_{Pb}}{206_{Pb}} = 241$  млн. лет.

Эти цифры свидетельствуют о влиянии пфальской и в основном древнекиммерийской фаз на рудную залежь, сформировавшуюся в пермское время.

Подобные пластообразные тела изучались нами и на других участках развития пермских вулканитов. На одном из них они сконцентрированы в опущенном крупном тектоническом блоке под отложениями мезозоя (рис. 30), где иногда нам удавалось констатировать существование мелких, сохранившихся от денудации участков рудоносных осадочных и пирокластических образований. Некоторые структурные элементы, наблюдаемые в горных выработках, свидетельствуют о том, что рудные тела сформировались до надвиговых движений ларамийской фазы альпийского орогенеза. Обнаружено, что рудное тело пересекается явно пострудными карбонатными прожилками, которые, в свою очередь, срезаны зоной надвига триасовых и сенонских известняков на пермские вулканиты.

Мы отмечаем три характерные черты, свойственные данному типу руд: послойный характер их залегания; четкую приуроченность руд к определенным фациям туфогенных пород обычно с нормальной слоистостью; зональность в распределении рудных минералов.

Послойный характер залежи может быть объяснен близким по времени процессом накопления осадков и поступлением минералообразующих растворов.

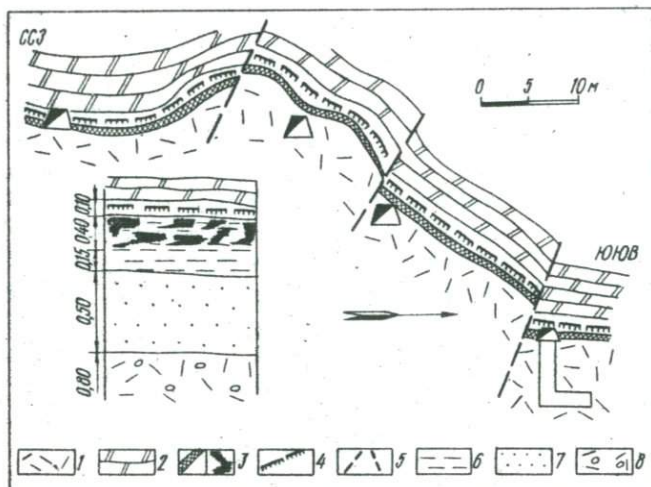


Рис. 30. Деталь пластообразной залежи в пирокластах с элементами пострудной тектоники:

1 - кварцевые порфиры; 2 - известняки среднего триаса; 3 - рудное тело; 4 - зона надвига; 5 - сбросы; 6 - туфоалевролиты; 7 - туфопесчаники; 8 - туфобрекчий.

Рудные участки приурочены к определенным фаціальным разновидностям. Даже в пределах 10 см прослойки с различными по составу породами оруденения четко приурочиваются к горизонтально-слоистым мелко- и среднезернистым туфогенным песчаникам, и совершенно не обнаружены в разделяющем их 5-сантиметровом и прослоях косослоистого туфоконгломерата (фото 21, 22).

Последовательное отложение различных рудных элементов из растворов обусловило известную вертикальную зональность в строении рудного тела в пределах рудной залежи.

В штуфах зональность выражается в обособлении мономинеральных прослоев, сложенных пиритом, сфалеритом, халькопиритом и галенитом (фото 23). Настуран также образует мономинеральные прослойки, но последние весьма маломощны в сравнении с сульфидами.

Избирательное отложение минералов из растворов, которое предопределило зональность в послойных рудных телах, вполне можно объяснить изменением величины окислительно-восстановительного потенциала в условиях нормального давления и температуры. Это хорошо подтвердил Р.Гаррелс (1960, 1968).

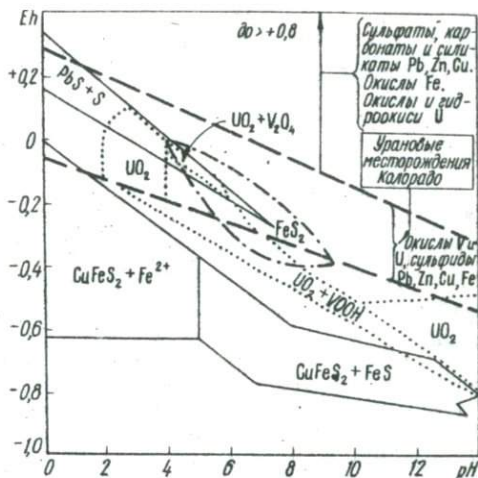


Рис. 31. Зональность в отложении некоторых минералов в зависимости от  $Eh$  и  $pH$  растворов при температуре  $25^{\circ}C$  и давлении 1 атм (по Гаррелсу).

Из диаграммы, построенной по материалам Р. Гаррелса, видно, что выпадение отдельных минералов в зависимости от величины  $Eh$  происходит либо совершенно раздельно, либо в близких, но подпадающих разграничению пределах (рис. 31):  $UO_2$  - от 0,0 до +0,2;  $FeS_2$  - от +0,1 до +0,2;  $CuFeS_2$  - от -0,6 до +0,2;  $PbS$  - от +0,2 до +0,3.

Зональность и очередность образования минералов видны и при микроскопическом изучении рудных образцов, в которых в пространственной и парагенетической связях находятся: настуран П, пирит П, кварц, сфалерит, халькопирит, теннантит, галенит и карбонаты.

Настуран П образует сферолиты от субмикроскопических размеров до 0,3 - 0,5 мм. Одна из наиболее характерных особенностей настурана П - высокое содержание иттрия и редких земель.

Самым близким и постоянным спутником настурана является полураскристаллизованный метаколлоидный пирит (см. фото 23). Агрегаты этих двух минералов располагаются почти всегда параллельно, но иногда в пирите наблюдаются включения сферолитов настурана. Рудные минералы в этом случае катаклазированы, особенно пирит - как наиболее хрупкий из них. Трещинки выполнены кварцем и халькопиритом, реже - сфалеритом, галенитом или карбонатами.

## Рентгеноструктурный анализ сферолита

<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>
3,100	3	2,17	5	1,615	10	1,440	4
2,670	8	1,888	6	1,551	1	1,041	9
2,338	6	1,784	2	1,492	2		

Особенный интерес представляют полностью оформленные сферолиты пирита с радиально лучистым строением и диаметром 10 мм (в отдельных случаях – до 40 мм) (см. фото 23). Сферолиты напоминают стяжения марказита и поэтому были подвергнуты рентгеноструктурному анализу (табл. 18).

Часто агрегаты настурана и пирита трещиноваты и размещены вдоль отдельных трещин, а затем цементированы более поздним галенитом вместе с кварцем и сульфидами I генерации. Многократные тектонические подвижки и наложение последующих стадий минералообразования по одним и тем же ослабленным зонам трещиноватости создали сложную минералогическую картину. Тем не менее удается различить минералы различных стадий.

Сфалерит I генерации обычно темно-серого цвета, содержит характерные эмульсионные включения халькопирита. Редко наблюдаются сферолиты сфалерита с радиальными включениями халькопирита, а также псевдоморфозы сфалерита по многоугольным кристаллам пирита.

Сфалерит II отличается от сфалерита I более светлой окраской, гладкой поверхностью и отсутствием халькопиритовых эмульсий. Светлый цвет придает ему наличие кадмия (> 0,03 %), замещающего часть железа. Вероятнее всего, растворы этой стадии минералообразования содержали значительно меньшие количества железа. Это предположение подтверждается минеральным парагенезом: пирит с более поздними сульфидами почти не отлагается.

Сфалерит и галенит образуют мономинеральные линзовидные прослойки мощностью до 15 – 20 мм.

Халькопирит образует почти всегда самостоятельные агрегаты, иногда ассоциируя с теннантитом. В халькопирите отмечается высокое содержание германия (3 – 15 г/т) и примеси (%): *Mo* – 0,003; *Ni* – 0,006; *Co* – 0,006; *Ag* – 0,0003; *Be* – 0,003; *Sb* – 0,003; *V* – 0,001.

Все минералы, выпавшие после формирования кварц-настуран-пиритовой минерализации, широко распространены в рудных телах. Но при этом наблюдается исключительно пространственная их ассоциация с урановыми минералами.

В работах Б.Цамбела и И.Ярковского (Camber, Jarkovský, 1968), а также сведениях Я.Илавского (Ilavský, 1964) сообщается о том, что примеси Ni и Co в сульфидах в равных соотношениях или при преобладании Ni над Co характерны для месторождений осадочного и осадочно-вулканогенного происхождения.

В лаборатории геологического факультета Львовского университета методом декрепитации определяли температуру образования взятых из послонных залежей руд следующих минералов: галенита, кварца и кубического компактного и радиально-лучистого пирита. Для пиритов и кварца установлена температура 50 - 80°C, а галенита - 40°C.

Результаты определений возраста рудной минерализации из послонных залежей этого участка не расходятся с данными, полученными по рудным минералам. В лаборатории абсолютного возраста ИГФМ АН УССР получены два значения: 240 - 280 млн. лет  $\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right)$  и 70 млн. лет  $\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{237}\text{U}}\right)$ , что, согласно выводам А.И.Тугаринова и др. (1958) и Г.В.Войткевича (1961), свидетельствует о миграции радиогенного свинца в процессе метаморфизма.

Процессы метаморфизма оказали существенное влияние на перенос и концентрацию руд на рассмотренных участках. Так, в районах Западных Карпат повышенная концентрация рудных компонентов приурочена к замкам субширотных антиклинальных складок или к верхним частям крыльев синклиналей подчиненных порядков, которые осложняют региональные структуры и имеют общие с ними направления простираия. Заметно, что при этом еще большее мобилизующее влияние на концентрацию руд оказали мелкая поперечная складчатость с направлением простираия осей юго-западного - северо-восточного. В местах наложения поперечных структур на замковые части субширотных складок II порядка намечаются наиболее обогащенные тела.

Для этого района (участок Гнильчик) И.Ройкович (Rojkovič, 1968) установил влияние кливажа на перераспределение и обогащение урановой минерализации в процессе альпийского метаморфизма.

Более детально явления метаморфизма изучала В.С.Карпенко (1957) на примере тесной ассоциации настурана и новообразований сфена в богатых титаном метаморфизованных породах. В некоторых настурановых желваках обнаружены мелкие чешуйки графита, вокруг которых нет скоплений настурана, что противоречит поведению органического вещества как осадителя. "Антагонизм" может быть объяснен лишь метаморфическими процессами, когда проявилась тенденция углистого вещества к обособлению в отдельные узелки и пятна.

Как дополнительный факт влияния метаморфизма на сформировавшиеся ранее руды В.С.Карпенко приводит случаи дробления рудных желваков с раздвиганием отдельных обломков и "залечиванием" трещин раскола агрегатом метаморфических минералов (рис. 32).

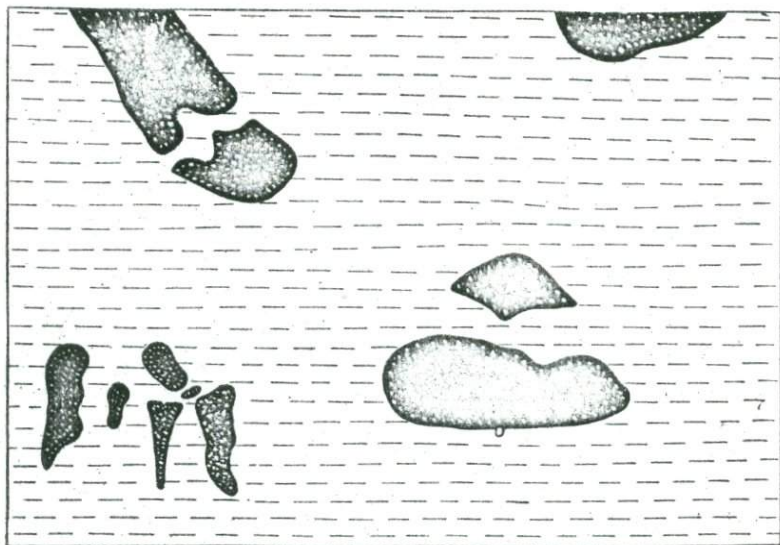


Рис. 32. Раздробленные "желваки" настурана (черное) в метаморфизованном песчанике (по Карпенко).

Разрывные структуры являются пострудными по отношению к сформировавшимся послонным рудам. Первичная рудная минерализация в зонах разрывов не обнаружена. В глинке трения наблюдались захваченные обломки (брекчии) рудного вещества, и лишь в отдельных

случаях известны вблизи рудоносных песчаников мелкие жильные проявления урановой минерализации, имеющие форму трубообразных тел диаметром всего 25 – 30 см, которые выклинивались с глубиной через 1,5 – 2 м.

Во всех без исключения рудных районах вдоль разрывных структур происходит смещение отдельных блоков рудных тел с различной амплитудой относительно друг друга (см. рис. 30).

У тип оруденения представляет собой метасоматические залежи с неправильной гнездовидной формой в карбонатах среднего триаса.

Рудные тела располагаются в вертикальных зонах трещиноватости, оперяющих надвиговые структуры максимально до 5 – 6 м над их контактом с подстилающими рудовмещающими вулканитами (см. рис. 26). Петрографическими наблюдениями установлено, что рудные участки представляют собой известковистую брекчию с кусками кварцевых порфиров. Рудные минералы – пирит, марказит, халькопирит, настуран, сфалерит, теннантит – находятся в цементе брекчии или заполняют поры между зернами известняков. Из рудных минералов наиболее распространен пирит. Он представлен скоплениями вкрапленников ксеноморфных кристаллов или отдельными вкрапленниками, расположенными вне контуров рудных тел.

Марказит представлен катаклазированными ксеноморфными кристаллами размером до 1 мм, сцементированными халькопиритом, реже – сфалеритом и теннантитом. Образование марказита свидетельствует о низкотемпературном и слабокислом характере рудоносных растворов при завершении рудобразующих процессов, что вполне соответствует исследованиям С.И.Набоко (1970) о движении и характере растворов при подобных условиях.

При параллельном изучении шлифов и аншлифов одинаковых образцов руды установлено, что настуран, а еще чаще – остаточные черни встречаются именно в тех участках, где находятся включения (обломки) кварцевых порфиров.

Это заставляет нас предполагать, что рудная минерализация в известняках не является результатом самостоятельного эндогенного процесса. Среди рудных минералов находим производные от первой и второй стадий гидротермальной деятельности. Можно предположить, с одной стороны, простой механический захват обломков рудовмещающих пород совместно с рудной массой, а с другой – регенерацию в процессе эпигенеза при больших тектонических напря-

Т а б л и ц а 19

Концентрация рудогенных элементов в рудах разных типов

Тип руд	Рудовмещающая порода	Содержание элементов, %			
		U	Mo	Cu	Fe
I	Кварцевые порфиры *	1,00	Спектрально больше 1,0	0,65	9,4
III	Цемент туфоконгломератов и туфобрекчий	0,25	0,2	0,50	5,0
IV	Песчаники и алевролиты	0,09	0,2	0,05	6,0

жениях, вызванных надвигом. Тектоногенез пород вызвал усиленную их трещиноватость и открыл пути к отложению и переотложению поздних сульфидов и сульфосолей в карбонатных породах. Уран в этих участках находится в форме регенерированных черной, вторичных слюд и уранил-силикатов.

Последнее и самое слабое проявление гидротермальной деятельности наблюдается в виде тонких кварц-сульфидных жилков (мощностью до 0,5 мм), которые пересекают известняки вместе с рудными минералами, включенными в них.

Все пять морфогенетических типов руд месторождений I группы формировались в весьма близких геологических условиях, но под влиянием различных, хотя и сближенных по времени циклов гидротермальной деятельности в вулканических аппаратах и на их ближайшей периферии. При этом выделялись минеральные ассоциации на различных стадиях вулканогенного процесса в различных физико-химических условиях. Это проявляется в элементарном составе руд, специфических минеральных формах, морфологии рудных тел и т.п. (табл. 19, 20, рис. 26).

Для I типа руд характерны мелкие кристаллические выделения настурана, уранинита, пирита, халькопирита, галенита;

для II - прожилки настурана и халькопирита;

для III - колломорфные и гирляндобразные цепочки настурана, урановые черны, чешуйки молибденита;

для IV - чередование маломощных прослоек пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, настурана; в других случаях - урано-органических соединений, молибдатов урана, халькопирита;

для V - мелкие секущие прожилки халькопирита и урановых черной.

## Вариации изотопов серы в пиритах из руд разных типов

Тип руд	$\delta^{34}S, ‰$	Количество анализов
I. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные	-9,4	1
II. Прожилковые из цемента туфобрекчий и жильных выполнений	-11,1; -10,2; -10,9; -10,8; -12,8; -9,1; -9,5; -0,4; -4,6; -12,9	10
IV. Послойные залежи минерализованные растительные остатки рудные прослойки	+11,1; +10,0; +9,7 +11,8; +11,6; +11,5	3 3
V. Трещинные из оперяющих структур надвига	+9,1; -9,4; -10,3	3

Геохимическими исследованиями установлено:

преобладание в сульфидах пластовых залежей никеля над кобальтом, что характерно для вулканогенно-осадочных процессов рудообразования;

существенное по сравнению с другими типами количество галлия, индия, иттрия в метасоматических рудах (табл. 21).

Количественное соотношение главных рудных элементов в зависимости от морфогенетических типов руд различно (см. табл. 19).

Не менее характерный пример проиллюстрирован на рис. 33, где на диаграмме-треугольнике (по Фере), построенном в системе  $U-Cu-Pb$ , показаны границы распространения руд различного морфогенетического типа. Для вкрапленного оруденения характерно равное соотношение содержаний меди и урана при небольших количествах свинца. Это, как известно, согласуется с минералогическими описаниями.

В пластообразных рудных телах количественно медь и свинец преобладают (до 98 %) над ураном.

На диаграмме (см. рис. 33) видно, что качество руд V типа в известняках почти не отличается от качества руд послойных тел. По составу и соотношению элементов они весьма сходны. Отмечается общее обогащение рудных тел всеми тремя элементами системы в результате рафинирования при мобилизации и переотложения.

Полигенность рудных залежей была проверена анализом образцов (из описанных типов рудных тел) на изотопный состав серы. Следовало ожидать, что последний должен реагировать на изменения

Рудная минерализация в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах перми  
(район Гута - Мурань)

Стратиграфический индекс	Вмещающая порода	Тип рудных тел	Рудный минерал	Элемент	Радиометрический возраст, млн. лет
$\rho_2^3$	Конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, гипс, каменная соль	-	-	-	-
$\rho_2^{2c}$	Песчаники, реже - конгломераты, кварцевые порфиры и их пирокласты	Вулканогенно-осадочные послойные линзовидные залежи	Теннантит, борнит, халькопирит, кобальт, арсенопирит, халькозин, ковеллин, отенит, торбенит	<u>As</u> , <u>U</u> , <u>Cu</u> , <u>Fe</u> , <u>Sb</u> , <u>Ti</u>	-
$\rho_2^{2b}$	Конгломераты, песчаники, аргиллиты, алевролиты, редко - кварцевые порфиры и их пирокласты	-	-	-	-
	Туфопесчаники и туфалевролиты	Вулканогенно-осадочные пластообразные линзовидные послойные залежи	Уранорганические соединения (?), пирит, халькопирит, блеклая руда, галенит, сфалерит	<u>Mo</u> , <u>Fe</u> , <u>Cu</u> , <u>U</u> , <u>As</u> , <u>Sb</u> , <u>Zn</u> , <u>Mn</u> , <u>Pb</u> , <u>Ti</u> , <u>Co</u> , <u>Ni</u> , <u>Ag</u> , <u>Z</u>	-
$\rho_2^{2a}$	Переослаивание грубообломочных пород и пирокластических кварцевых порфиров	Метасоматические линзовидные залежи	Настуран, урановые черни, пирит, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, самородное серебро, пирротин, антимонит	<u>U</u> , <u>Mo</u> , <u>Cu</u> , <u>Fe</u> , <u>As</u> , <u>Sb</u> , <u>V</u> , <u>Zn</u> , <u>Mn</u> , <u>Pb</u> , <u>Ti</u> , <u>Co</u> , <u>Zr</u> , <u>In</u> , <u>Ag</u> , <u>Ni</u>	173 178 220 241
	Кварцевые порфиры	Первично-магматические, широкообразные выделения	Уранинит, пирит, халькопирит, висмутин, сфалерит, тетраэдрит, халькозин, ковеллин	<u>Cu</u> , <u>Fe</u> , <u>U</u> , <u>Mo</u> , <u>V</u> , <u>As</u> , <u>Co</u> , <u>Mn</u> , <u>Pb</u> , <u>Ti</u> , <u>Ag</u> , <u>Ni</u> , <u>Zn</u> , <u>Hg</u> , <u>Sb</u>	-
$\rho_2^1$	Базальные конгломераты, песчаники, алевролиты	-	-	-	-

П р и м е ч а н и е. Подчеркнуты главные рудогенные элементы.

физико-химических условий выпадения рудного вещества в различной геологической обстановке в пределах одного рудного поля. Скорость и характер изотопно-обменных реакций должны были повлиять на разницу изотопного состава серы у продуктов эндогенного субвулканического процесса рудоотложения и рудных минералов экзогенных пластовых тел.

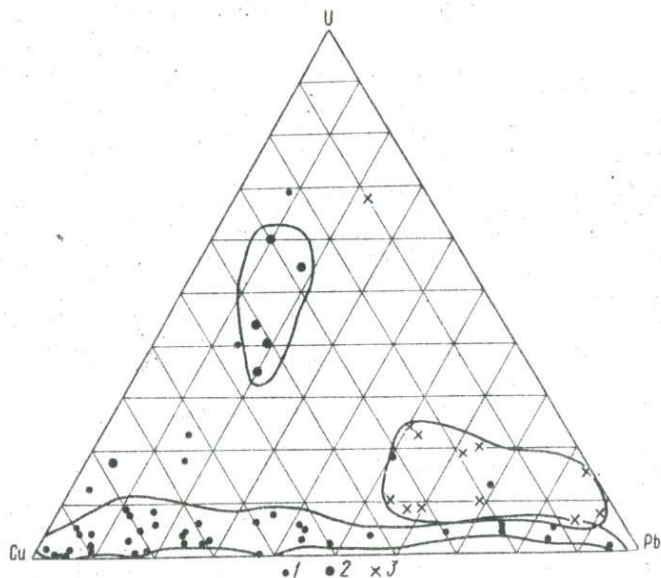


Рис. 33. Диаграмма соотношения между содержаниями  $U$ ,  $Cu$ ,  $Pb$  в различных типах руд:  
 1 - послойное оруденение в туфогенных осадках; 2 - вкрапленные руды в кварцевых порфирах; 3 - оруденение в среднетриасовых известняках.

Для анализа были отобраны образцы:

- из послойных залежей (IY тип руд)
- полностью замещенные пиритом растительные остатки (обломки древесины) и пирит из рудных прослоек;
- пирит из вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд (I тип);
- пирит из цемента туфобрекчий (трубки взрыва) и жильных выполнений (II тип руд);
- пирит из трещин, определяющих надвиговые структуры (V тип руд)

Анализы проводились в лаборатории стабильных изотопов сектора металлогения ИГФМ АН УССР на масс-спектрометре МИ 1309 с модифицированной системой запуска. Точность измерений - 0,02‰.

В результате были получены следующие вариации  $\delta^{34}\text{S}$  (см. табл. 20).

Налицо две различные вариационные группы значений  $\delta^{34}\text{S}$  с разницей около 20‰:

- первая - обогащенная легким изотопом  $^{32}\text{S}$ ;
- вторая - тяжелым  $^{34}\text{S}$ .

Первая группа соответствует экзовулканическим рудным залежам (Жуков и др., 1976), приуроченным к субвулканическим зонам разрыва, брекчирования, мелкой трещиноватости и первично-магматическим выделениям в кварцевых порфирах внутри вулканических аппаратов.

Вторая группа соответствует экзовулканическим рудным залежам, сформировавшимся в осадках мелких замкнутых водоёмов и палеорусловых фациях.

Обособленное положение занимает третья группа, в которой вариации  $\delta^{34}\text{S}$  весьма различны: от +9,1 до -10,3‰. Эта группа проб соответствует трещинным рудам, сформировавшимся при процессе динамометаморфизма в зоне надвига триасовых известняков на рудовмещающую толщу пермских образований.

В минерализованных участках обнаружены обломки первично-рудных пород, а также продукты регенерации рудных минералов. Образование последних следует связывать с процессами эпигенеза при больших тектонических напряжениях, вызванных надвигом. Тектогенез пород вызвал усиленную их трещиноватость и открыл пути к отложению и переотложению поздних сульфидов и сульфосолей в карбонатах. Отсюда, с одной стороны, - близость химического состава руд IV и V типов (см. рис. 33), а с другой - больший диапазон вариаций  $\delta^{34}\text{S}$  из образцов V типа руд. Избыток тяжелого изотопа  $^{34}\text{S}$  характерен для механических обломков руд IV типа, а легкого изотопа  $^{32}\text{S}$  - рудных прожилков метаморфического происхождения.

### Месторождения II группы

Характерным представителем месторождений II группы является Мечекское урановое месторождение. О его геологии издано много публикаций (Барабаш, Вираг, 1966; Viragh, Vincze, 1967; Viragh, Szolnoki, 1970; и др.). Поэтому в данном разделе мы хотели бы

заострить внимание на генетических вопросах образования рудных залежей этого района, заслуживших общее признание.

Продуктивная пачка  $R_2^3$  мощностью около 130 м залегает внутри толщи перми общей мощностью около 1400 м. Состав всей верхнепермской толщи аналогичен. Однако рудные залежи концентрируются только в аллювиальных отложениях пачки  $R_2^3$ . Среди этих отложений различают русловые (фашии стержня и отмелей), старичные, пойменные, пойменно-озерные и болотные разновидности. Низы продуктивной пачки осложнены преимущественно болотными осадками, а верхняя часть русловыми. Интервал, насыщенный рудными линзами, представлен переходными фашиями.

На некоторых участках других районов удается выделить в интервале продуктивной пачки ритмы и микроритмы. Рудные линзы сконцентрированы только в диапазоне определенных микроритмов, а именно — в той части, где они залегают со значительным размывом на нижележащих осадках, представленных, как правило, алевролитами. Основная масса рудовмещающих пород начала микроритма состоит из гальки обломков кварца различного размера, меньше — полевого шпата, кислых аффузивов и алевролитов. Слюдяных сланцев древнего ядра и терригенного слюдистого материала в рудовмещающих породах мало. Скатанность обломочного материала хорошая, степень отсортированности высокая. В осадках встречается много обрывков флоры. Слоистость рудоносных пород хорошо выраженная, параллельная или косонаправленная.

В отличие от рудовмещающих микроритмов, безрудные содержат в основании плохо отсортированный терригенный материал (серого цвета конгломераты и гравелиты с угловатой галькой). В верхах таких ритмов обычно располагаются плохо отсортированные крупные и среднезернистые песчаники красных оттенков. Органических остатков в них нет.

Благоприятные для концентрации руд осадки формировались в условиях потоков с устойчивым водным режимом и активной динамикой водной среды. Неблагоприятные породы накапливались в условиях потоков с переменным режимом, в которых кратковременные периоды сильного обводнения сменялись засушливыми. Все без исключения рудоносные породы — фашии прибрежной зоны водоема или надводной дельты и приустьевых отложений русла, но не отложений верховьев рек.

Процесс рудообразования венгерские геологи рассматривают следующим образом. Ураноносные растворы проникали в продуктивную толщу в период ее формирования, когда река приносила большое количество обломочного материала. Отложение урана происходило на этапе раннего диагенеза из раствора, фильтрующегося через осадок при окислительно-восстановительном потенциале порядка 410 мкВ среди достаточно большого количества органического детрита и при непрерывной миграции русла потока. Между урезом воды в реке и уровнем грунтовых вод в окружающих рыхлых осадках была постоянная взаимосвязь. При высоком уровне вода проникала в осадки, при низком — направление стока было обратным. Климат на территории региона в перми, как известно, был семиаридным. В связи с дефицитом атмосферных осадков грунтовые воды пополнялись в основном за счет поверхностного речного стока. Ураноносные воды, фильтрующиеся из реки в отложения, находящиеся уже в восстановительной среде, содержали растворенный кислород, который окислял органические и минеральные комплексы. В зоне возникновения  $Fe^{2+}$  формировались линзы и языки красноцветов. По направлению движения вод количество кислорода уменьшалось, и господствующим становились восстановительные условия. Здесь шестивалентный уран переходил в четырехвалентную форму и осаждался в пределах окислительно-восстановительного барьера на контакте красноцветных пород с сероцветами (песчаники, алевролиты, аргиллиты, обогащенные растительным детритом) (рис. 34).

К. Вираг, Я. Шольноки (Viragh, Szolnoki, 1970) и Я. Винце, И. Опауцки, И. Хорват (Vincze, Opaucsky, Horvath, 1970) лабораторными исследованиями доказали, что на осаждение урана большое влияние могли оказать бактерии. Полученный диапазон изотопного отношения  $^{32}S/^{34}S$  и обогащение легким изотопом (максимальное значение изотопного соотношения — 22,61) подтверждают сильное биогенное влияние на формирование пирита, с которым окисные соединения урана образуют тесные парагенетические соединения — "бактериопириты".

На месторождениях II группы прослеживается связь оруденения с определенными фациями пород. Наибольшие концентрации урана отмечены в центральных частях линз, где сосредоточены конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники. По направлению к краям линз уменьшаются зернистость пород (средне- и мелкозернистые песчаники) и содержание металла. При этом руды характеризуются

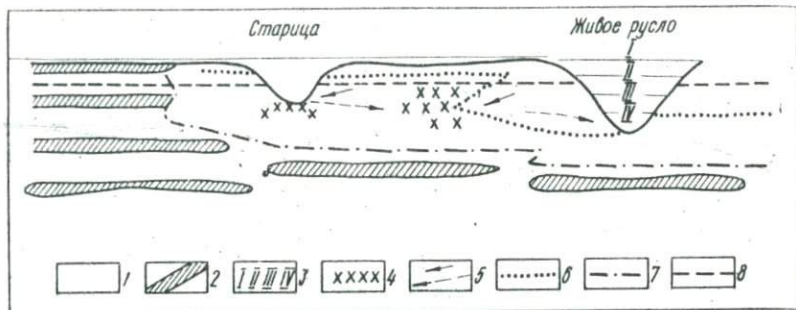


Рис. 34. Принципиальная схема образования урановых руд Мечекского месторождения, связанных с речными отложениями (по А.Барабашу и К.Вирагу, 1966):

1 - русловые и пойменные отложения; 2 - болотные отложения; 3 - разные уровни воды; 4 - рудные линзы; 5 - направление потока грунтовых вод; 6 - границы отложений окислительно-восстановительной зоны (переходная зона); 7 - границы между отложениями переходной и восстановительной зон; 8 - средний уровень зон.

полосчатой или массивной текстурой в зависимости от того, как отчетливо в породе выражена слоистость.

В валунном материале конгломератов найдены первично-рудные обломки пермских кварцевых порфиров.

Рудная минерализация представлена настураном, ураноносными битумами и антраксалитами, пиритом, реже - марказитом, сфалеритом, галенитом и арсенопиритом.

Настуран замещает цемент песчаников, реже слагает секущие и послойные прожилки, которые являются наложенными по отношению к другим минеральным формам урана. Часто настуран остается в виде каемок вокруг скоплений твердых битумов или пирита.

Антраксалиты встречаются как послойные и секущие прожилки в рудоносных породах, реже отмечена вкрапленность в цементе песчаников вместе с карбонатами, каолинитом и гидрослюдами.

Битумы наблюдаются в двух разновидностях: твердые черни (содержание металла до 10 % и более) и вязкой бурой массы (с малыми содержаниями урана). Первые концентрируются в цементе песчаников и в доломитах; вторые - исключительно в трещинах доломитов. Ураноносные битумы часто пропитывают растительные остатки, распространенные в продуктивной пачке пород.

Разрывные структуры в пределах рудных полей в послепалеозойский период оказывали на сформировавшиеся рудные залежи двоя-

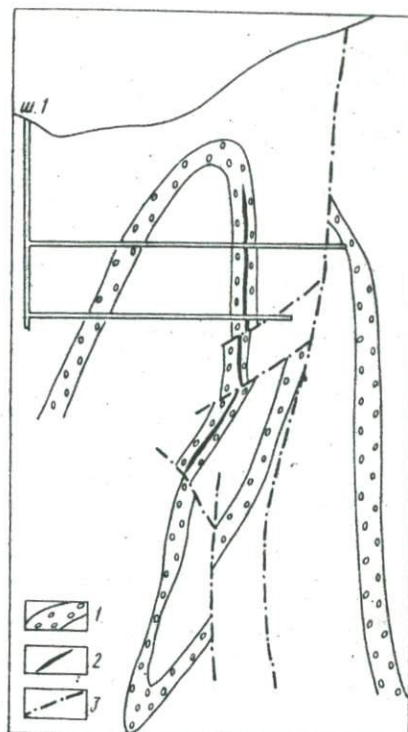


Рис. 35. Структурная схема месторождений II типа:  
 1 - конгломераты, гравелиты, песчаники продуктивного горизонта;  
 2 - рудные тела; 3 - разрывные нарушения.

кое влияние. С одной стороны, они разбивали их на тектонические блоки (рис. 35), с другой - оказали мобилизирующее влияние на концентрацию рудной минерализации в зонах послынных срывов и дробления. Особенно богатая концентрация руд приурочена к местам пересечения осей антиклинальной складчатости с рудовмещающими фациями древних русел, что может свидетельствовать о первичности накопления металла в русловых фациях и вторичности процесса его перераспределения при метаморфизме. Определения радиометрического возраста руд подтверждают это (см. табл. 21). Именно при перераспределении рудного материала возрастает экранирующая роль плоскостей разрывных нарушений. Так, в одном случае замечено, что ширина южной залежи (расположена в лежачем боку нарушения)

значительно больше, чем северной, находящейся в висячем боку той же разрывной структуры.

Согласно результатам анализов\* возраста рудных минералов, можно выделить четыре возрастные группы: 1) 298 – 306 млн. лет; 2) 180 – 200 млн. лет; 3) 130 млн. лет; 4) 70 – 85 млн. лет (четвертая группа определений – из наложенного прожилка настурана), которые отвечают времени первичного накопления вещества и трем фазам метаморфических преобразований и эпигенетических процессов. Последние совпадают с орогеническими фазами, выделенными по геологическим наблюдениям, – древне-, нокиммерийской и ларамийской.

На основании изложенного материала можно предположить, что, вероятнее всего, образование урановой минерализации следует связывать с продуктами гидротермальной деятельности пермских вулканов. Осаждение рудогенных элементов происходило из разубоженных растворов при их поступлении в формирующуюся осадочную толщу. Дальнейшая концентрация металла в рудных телах осуществлялась при процессах эпигенеза в альпийские фазы метаморфизма.

#### Метаморфогенные месторождения магнетита в Центральных Карпатах

В Спшиско-Гемерском Рудогорье прерывистая цепочка магнетитовых месторождений тяготеет к контакту крупных тектонических единиц вблизи региональных глубокосаложенных разрывных структур. На западе – это зона контакта гемерид с вепороидами, на востоке – гемерид с мезо- и катометаморфизованными породами Татрид (Черна Гора – Браниско). Во внутренней части эпиметаморфизованного ядра СГР месторождения магнетита неизвестны (рис. 36).

Магнетитовые залежи образуют залежи неправильной формы в палеозойских метасоматически измененных карбонатах (окрестности Руженей, Подречан, Бруды, Плоского, Сирка, Охтиной, Едловцы, Дубравы, Елшавы, Любеника, Кошиц и др.).

Форма и размеры рудных тел удивительно однообразны. Обычно они линзовидны, длина их не превышает нескольких десятков, реже сотен метров, мощность – от первых до десятков метров. Во многих случаях рудные линзы образуют почти согласные со вмещающими породами залежи, что обусловлено предварительной тектонической проработкой минерализованной зоны.

\* Определения проводились в лабораториях ГЕОХИ АН СССР А.И. Тугариновым.

Стратиграфическое ограничение оруденения не установлено. Я.Илавски (Ilavský, 1957) отмечает, что процесс магнетизации активно захватил породы ядра в интервале кембро-силур - девон - карбон (район Кошицка Бела и Ганкова - Воловец).

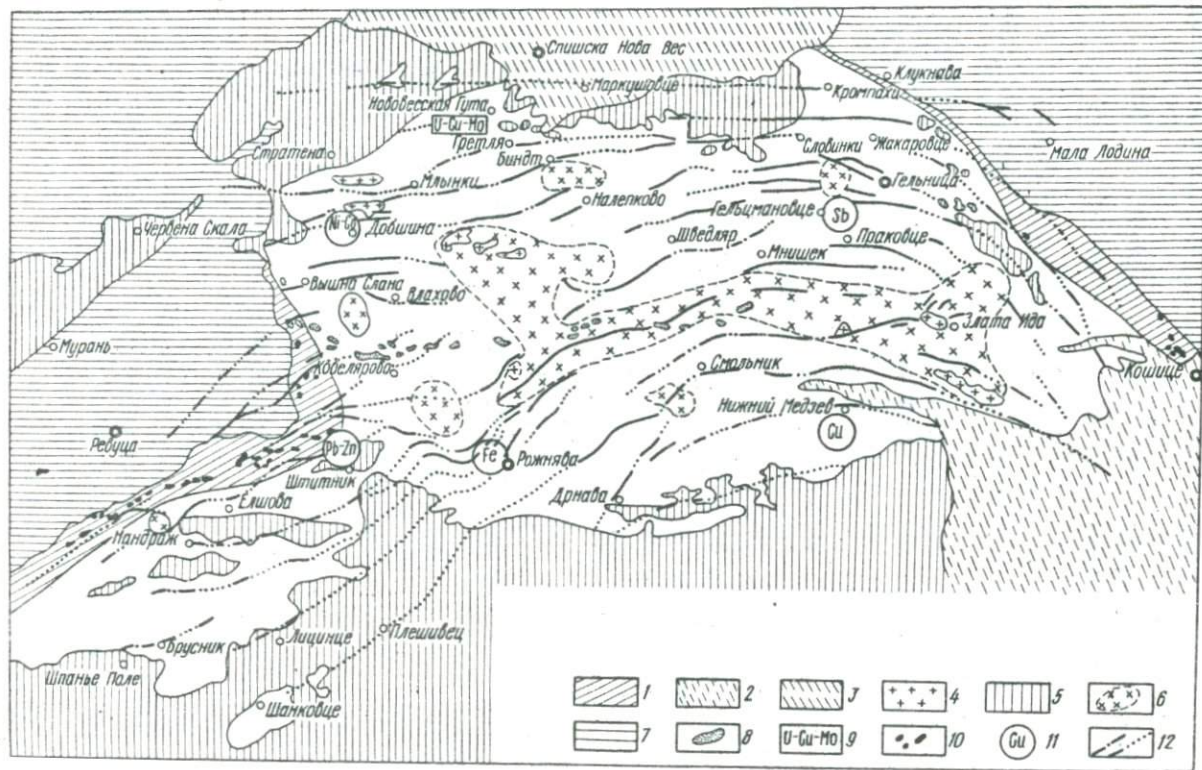
Многие вопросы геологии магнетитовых месторождений в Словакии не решены до настоящего времени. Только во второй половине XX ст. появились отдельные разобщенные сведения М.Кужварта, И.Гули, Я.Илавского, З.Трдлички и Ф.Купки, в которых разбираются те или иные проблемы.

В качестве примера одного из типичных месторождений магнетита в Словакии мы выбрали район Любенек, описанный И.Гулей (Gula, 1959), где известно несколько пространственно разобщенных залежей магнетита.

Геологию района распространения магнетитовых залежей изучали еще в XIX ст. Ф.Боудант, Ф.Андриан, Д.Штур, Ф.Гауэр, а позже Ю.Шуф, М.Магел, В.Зоубек и др. Как и в региональном плане, в районе месторождения рудная залежь зажата между двумя крупными разрывными структурами, которые являются тектонической границей между гемеридами и вепоридами.

Вепоридные образования представлены гранитами, гнейсами и филлитами зоны Когута и отложениями перми; гемеридные - "магнетитовым карбоном": пачкой графитовых сланцев и филлитов, известняками, диабазами, их туфами и туффитами, сланцами и, наконец, сланцами силура и кембрия. Месторождения в плане представляют собой эллипсоидную залежь, почти согласную с элементами залегания вмещающих пород и вместе с ними падающую на юго-запад под углом  $70^{\circ}$  (рис. 37).

В подошве месторождения Любенек, аналогично другим месторождениям магнетита Словакии, по свидетельству И.Гули, всегда находятся графитовые сланцы и сопровождающие их вулканиты основного состава. Эти же сланцы часто составляют кровлю магнетитовой залежи. Сланцы ближе к поверхности характеризуются песчано-известковистым составом, но с глубиной процессы тектогенеза и метасоматоза привели к образованию в сланцах серии параллельных жил и линзочек, кулисообразно отделенных друг от друга. Структура сланцев - микрогранобластовая или микрогранолепидобластовая. На контакте с рудной залежью в сланцах наблюдается повышенное содержание графитового пигмента и пирита. Пирит и магнетит в сланцах часто образуют небольшие самостоятельные жилки мощностью до 15 см. Пириты при этом ассоциируют с кварцем.



Диабазы и их туфы распространены регионально и всегда составляют основание магнетитовых месторождений в окрестностях Любеника, Глинки и Охтиной. Мощность их, однако, различна. Большая мощность известна там, где в кровле развит I карбонатный комплекс. Вероятнее всего, это нормально развитые продукты эффузивной деятельности на границе филлитов нижнего карбона и I карбонатного комплекса верхнего. Карбонатный комплекс разделен на нижнюю и верхнюю пачки. Нижняя часть разреза интересна прежде всего тем, что служит маркирующим горизонтом и косвенным признаком наличия магнетитовых проявлений. Основание его сложено графитистыми сланцами с филлитами, которые по направлению к залежам магнетита уступают место карбонатным породам — криноидным известнякам; последние, в свою очередь, переходят в толстослоистые доломиты и, наконец, в магнезиты. Учитывая, что процесс метасоматоза и образование залежей магнетита носят локальный характер, И. Гуля (Gula, 1959) считает, что мобилизация растворами магния из окружающих пород происходила под влиянием предварительной тектонической проработки карбонатных пород на границе филлитов и доломитов, которая подготовила почву для проникновения растворов.

Внутри рудомещающих пород часто наблюдаются доломиты, в которых хорошо видны в некоторых случаях результаты воздействия метасоматических растворов.

В тектоническом отношении месторождение, особенно в приповерхностной части, разбито на блоки. Интенсивность блоковой тектоники с глубиной уменьшается. Особенное влияние на строение месторождения оказали продольные нарушения, по которым происходило смещение (сброс) верхней части рудной залежи. Не исключается их роль как проводников эндогенных растворов, так как вблизи их выкристаллизовывались молодой доломит и кальцит мощностью 4 — 5 м. Сбросовые движения и формирование прожилков карбонатов происходили в альпийское время (пострудные процессы).

---

Рис. 26. Схема главнейших месторождений палеозойского возраста в Спишко-Гемерском Рудогорье (по данным Я. Илавского): 1 — тектоно-метасоматическая зона; 2 — метаморфиты нижнего палеозоя; 3 — палеоген и неоген; 4 — граниты и диориты гемерид; 5 — породы мезозоя; 6 — скрытые интрузии; 7 — кристаллические породы вепорид и татрид; 8 — рудопроявления анкерита; 9 — вулканогенное месторождение уран-медно-молибденовых руд; 10 — метаморфогенные месторождения магния; 11 — плутоногенные гидротермальные месторождения; 12 — рудные зоны (известные и предполагаемые) плутоногенных гидротермальных месторождений.

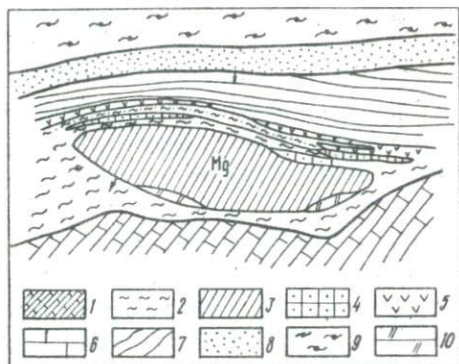


Рис. 37. Схематический план месторождений Любеник (по И. Гуля): 1 — кристаллические известняки; 2 — графитистые сланцы; 3 — магнетит; 4 — графитистые песчанистые филлиты; 5 — пирокластика основного состава; 6 — криноидные известняки; 7 — графитистые филлиты; 8 — пермские аркозы; 9 — "кристалликум" вепорид; 10 — доломиты.

З. Трдличка (Trdlička, 1959) подтверждает это минералогическими исследованиями на месторождении Дубрава: "идiomорфный магнетит, чьи зерна раздроблены и загнуты, окружен и залечен тонкозернистым доломитом".

Магнетит на месторождении Любеник — преобладающий компонент в рудной залежи. Кроме преимущественно среднезернистых форм известны его грубо- и мелкозернистые разновидности. Мелкозернистый магнетит не образует постепенных переходов с другими разновидностями. По мнению И. Гули (Gula, 1959), следует различать три возрастные генерации магнетитов, так как и крупнозернистые разновидности возникали исключительно в тех местах, где процесс метасоматоза проникал в зоны повышенной трещиноватости. <sup>o</sup>

После магнетита наиболее распространены доломит и кальцит. Последний удается наблюдать в виде редких зерен или, вернее, реликтов в магнетите, после процессов метасоматоза.

В карбонатном ряду *Mg-Ca* выделяют следующие генерации (от старших к младшим):

- доломиты, образующие основную массу породы;
- эпигенетические доломиты в жилах I генерации;
- пирит в эпигенетических жилах II и IV генераций;
- магнетит и доломит в жилах, в сопровождении кварца (близки ко II генерации).

О генезисе магнезитовых залежей и времени их образования существует несколько точек зрения. Первая из них, наиболее старая и в настоящее время никем не поддерживаемая, — осадочная. О ней упоминает в своей сводке-анализе Э.Трдличка (Trdlička, 1961). Вторая и третья поддерживают тенденцию считать месторождения магнезита продуктом метасоматоза. Расхождение взглядов между второй и третьей точками зрения проявилось в трактовке источника эндогенных растворов. Одни исследователи (М.Кужварт, И.Гуля и др.) считают их продуктами влияния скрытого магматического очага, другие — (А.Кислингер, Я.Илавски) результатом метаморфических преобразований. В пользу последних говорят древний возраст формирования залежей и отсутствие основного магматизма как источника магния в герцинскую и постгерцинскую эпохи.

Древний возраст убедительно доказывается тем, что на месторождении Любеник сбросовая тектоника разобщила магнезитовые залежи на отдельные блоки, а на месторождении Гнуштя видно, как при надвиговых движениях ларамийской фазы линза магнезита в кембрийских хлорит-серицитовых сланцах была разорвана на будины (рис. 38).

Месторождения магнезита на северной и южной окраинах СГР определенно тяготеют к палеозойским (каменноугольным и более древним) основным магматическим породам — серпентинитам, габброидам, диабазам и т.д.

А.Кисленгер и Я.Илавски считают возможным генетически увязать происхождение магнезитовых залежей с метаморфическими преоб-

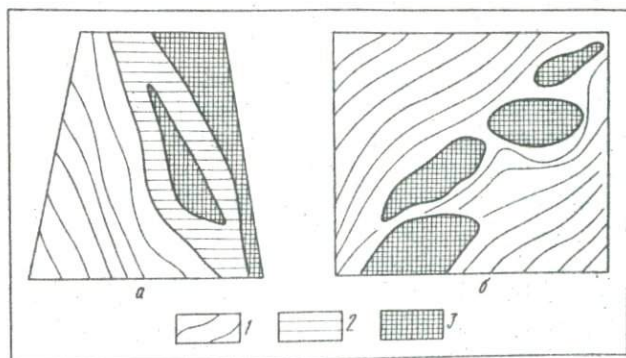


Рис. 38. Зарисовки рудных зон на месторождении Гнуштя:  
1 — кристаллические сланцы; 2 — зона доломитизации; 3 — магнезитовые тела.

разованиями древних основных пород в период герцинского орогенеза. Я.Илавски (Plavský, 1957) заметил, что магнезиальное оруденение имеет во всех районах стабильный минералогический и химический состав и автономно по отношению к пространственно близлежащим рудным проявлениям других, безусловно более молодых по возрасту металлов. Особенно это касается сидеритовых жил, которые по химическому составу наиболее близки к магнезитам. В магнезитах не обнаружены сидериты, что еще раз может свидетельствовать о разном источнике рудоносных растворов (табл. 22).

Т а б л и ц а 22

Состав залежей магнезита и анкерита на месторождениях СГР, %\*

Минерал	Месторождение	Более 1	1 - 0,01	Менее 0,01
Магнезит	Кошице	<i>Fe, Mg, Si</i>	<i>Al, Ca, Mn Na</i>	<i>Ag, As, Cr, Cu, Ni, Zn, Ti Ba, Co, Ga, Pb, V</i>
	Сирк	<i>Fe, Ca, Mg</i>	<i>Si, Al, Mn</i>	<i>Cr, Zn, Na, Be, Pb, Sr, Ag Ba, Cu, Ni, Ti, V</i>
	Охтина	<i>Mg</i>	<i>Fe, Al, Mn, Si</i>	<i>Cu, Ca, Pb, Ti, V, Zn, Ba, Cr, Na</i>
Анкерит	Рудняны	<i>Fe, Mg, Mn, Si</i>	<i>Al, Ca, Pb</i>	<i>Na, Cr, Ni, Cu</i>
	Железник	<i>Fe, Ca, Mn, Mg</i>	<i>Si, Al</i>	<i>Ni, Cr</i>
	Градок	<i>Fe, Si</i>	<i>Mn, Al, Mo</i>	<i>Cu, Ca, Ti, Ni</i>
	Градок	<i>Fe, Ca, Mg</i>	<i>Al, Mn, Si</i>	<i>Cu, Ti, Cr</i>

\* Составлена по материалам Геологического института Д.Штура в Братиславе.

Э.Трдличка и Ф.Купка (Trdlička, Kupka, 1964) провели серию декрепитационных анализов образцов магнезита, доломита и кварца из месторождений магнезита Спишско-Гемерского Рудогорья и получили усредненные результаты (табл. 23).

Исходя из зафиксированных температур, Э.Трдличка и Ф.Купка предполагают, что *Mg*-карбонаты возникли из гидротермальных растворов как производные глубинного магматического очага. Выводы Я.Н.Белевцева (1968), основанные на анализе материалов Д.Тернера, Дж.Фархугена, Н.Елисеева и др., свидетельствуют о том, что в пределах подвижных поясов земной коры возникали зоны метаморфизма пород с достаточно высоким температурным режимом, например, зона зеленых сланцев (температура 300 - 500°C, давление 3 - 4 кбар);

Результаты декрепитационных анализов минералов  
магнезитовых месторождений СГР

Минерал	Декрепитация		Отдельные вспышки, °С
	Начало, °С	Интенсивность	
Магнезит	385	Сильная	285
Магнезит II	280 - 375	"	240, 260, 300, 306, 315
Магнезит III	360	-	310
Доломит II	275 - 330	Средняя	303
Доломит III	280 - 380	Сильная	320

амфиболитовая зона (температура 500 - 600°С, давление 4 - 5 кбар);  
гранулитовая (температура 1000°С, давление 8 - 10 кбар); эклогитовая (температура 1000°С, давление 10 кбар).

Таким образом, и физические константы не противоречат гипотезе о метаморфогенном источнике магнезита. По нашему мнению, они только подтверждают геологические предпосылки:

- а) доальпийский возраст магнезиальных залежей;
- б) отсутствие герцинского и послегерцинского основного вулканизма.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
В ПОРОДАХ НИЗКИХ СТУПЕНЕЙ МЕТАМОРФИЗМА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В складчатых областях существенное промышленно-экономическое значение имеют стратифицированные рудные месторождения. Их формирование неразрывно связано с историей геологического развития регионов. Первоначальное становление таких рудных месторождений в значительной степени зависит от структурно-геологических предпосылок и геохимических условий формирования пород области. В последующем под влиянием фаз тектонической активности происходило преобразование осадков и рудных минеральных ассоциаций. При этом возросла роль складчатой и разрывной тектоники в локализации трансформированного рудного вещества. Изучение его переноса и концентрации в результате полициклического метаморфизма достаточно полно только при проведении комплекса методов, взаимно дополняющих друг друга: выяснения структурно-морфологических особенностей рудных залежей; минералогического исследования первичных и вторичных рудных ассоциаций; изотопно-возрастных сопоставлений рудных минералов и вмещающих толщ; вариации изотопов серы и свинца; температурных режимов формирования минералов и их изоморфных примесей и т. п.

## Структурно-геологические предпосылки

В областях геосинклинального развития выделяют два наиболее интенсивных периода первичного накопления рудогенных элементов: накопление пород на начальной стадии развития эвгеосинклиналей; нагромождение молассовых толщ в конечную стадию их развития.

Зарождение и развитие эвгеосинклинальных структур обусловлено активизацией зон глубинных разломов, оконтуривающих складчатые области на огромном протяжении. Неравномерность их развития приводит, с одной стороны, к образованию на ранней стадии узких сегментовидных эвгеосинклинальных структур, заложенных на фоне ранее

консолидировавшихся тектонических блоков, с другой – на конечной стадии к перестройке структурного плана региона. Образуются древние горные сооружения с межгорными и предгорными впадинами, равнинными областями, а также морскими заливами на границе древних антиклинориев и стабильных блоков.

Почти повсеместно зоны глубинных разломов контролировали древний вулканизм линейного типа. При этом формировались специфические геологические формации. В.И.Смирнов (1969) выделял спилито-кератофировую формацию в районах Кавказа и Урала с развитием основного вулканизма в основании разрезов до производных кислого вулканизма в верхней их части.

Для начальной стадии развития Карпато-Балканской области Ф.И.Жуков отмечает более пеструю картину формирования вулканогенно-осадочных толщ (см. табл. 4) и ассоциирующихся с ними рудных формаций. Полное раскисление вулканитов в вертикальном разрезе не наблюдается. Вслед за офиолитами рифея в кембрии, ордовике, силуре и девоне спилит-кератофировые разности сменяются кварц-порфировыми, а затем вновь чередованием основных и средних по составу вулканитов. Соответственно офиолитовая формация рифея сопровождается сульфидно-никелевой и магнетитовой минерализацией; в кембрии – спилит-кератофировые породы – полиметаллической, колчеданной, марганцевой и медно-колчеданной; кварц-порфировые образования – уран-медно-полиметаллической и уран-полиметаллической минерализацией. Аналогичная картина наблюдается и в вышележащих толщах силура.

Связь рудных ассоциаций с определенными вулканогенными комплексами наблюдается не только в вертикальном разрезе (т.е. с временным фактором их формирования), но и в случае взаимного перехода по простиранию эффузивных пород одного состава в другой. Например, для верхнего рудовмещающего горизонта кембрия в Восточных Карпатах с северо-запада на юго-восток наблюдается следующая смена вулканитов с рудной минерализацией: альбитофиры и кварцевые порфиры – уран-полиметаллическая; амфиболиты – колчеданная, медно-колчеданная, полиметаллическая; кварцевые порфиры, порфиroidы (нерасчлененные) – уран-полиметаллическая. Для среднего рудовмещающего горизонта в Восточных Карпатах характерны на северо-западе порфиroidы (нерасчлененные) с колчеданной, медно-колчеданной и кассетеритовой минерализацией; юго-восточнее – амфиболиты с колчеданными и медно-колчеданными рудами, перехо-

дящие вновь в толщу порфировидов с колчеданной и медно-колчеданной минерализацией. Аналогичная картина наблюдается в северо-западной части Балканид, где диабазы и альбитофиры содержат колчеданную и медно-колчеданную руду, а при переходе в диабазы — исключительно полиметаллическую.

В конечную стадию развития эвгеосинклиналей в период нагромождения молассовых толщ и активной наземной эруптивной деятельности формирование рудных залежей подчинено нескольким геологическим факторам: интенсивности вулканической деятельности, составу излившихся пород, условиям их отложения в конкретной палеогеографической обстановке. Интенсивность вулканической деятельности оказала влияние на формирование месторождений, связанных с вулканическими постройками и сопровождающими их субвулканическими разрывными структурами (см. рис. 26). Состав излившихся пород, как и в предыдущем случае, активно влиял на характер рудной минерализации. Так, кислые вулканиты Западных Карпат и осадочно-вулканогенные породы Паннонского массива содержат преимущественно урановую минерализацию. В северо-западной части Балканид медная минерализация тяготеет к производным вулканогенных пород пестрого состава: от андезитовых до дацитовых разновидностей.

Рудные залежи конечной стадии развития эвгеосинклинали тяготеют исключительно к вулканогенным, вулканогенно-осадочным либо к осадочным образованиям с прослоями пород, насыщенных продуктами перемыва пирокластических образований. Все рудовмещающие толщи приурочены к приподнятым в пермское время тектоническим блокам. Здесь обычно развивались своеобразные палеогеографические условия, благоприятные для формирования руд подобного типа: накапливались лагунно-континентальные отложения с развитыми фациями палеопотоков, замкнутых водоемов и т.п. Районы с морскими палеозаливами, несмотря на наличие в их осадках продуктов кислого вулканизма, рудных залежей не содержат.

#### Геохимические условия формирования пород

Многие исследователи рассматривали процесс первичного осаждения рудогенных элементов в составе вмещающих пород в зависимости от интенсивности физико-химических условий среды накопления, окружающей палеогеографической и геологической обстановки (Страхов, 1965; Карпунин, 1974, и др.). Взгляды этих геологов нашли подтверждение в многочисленных физико-химических экспери-

ментах, моделирующих природные явления, и термодинамических расчетах полей устойчивости рудных минералов в определенной обстановке (Е.В.Рожкова, Г.Н.Наумов, В.В.Щербина, Р.Гаррелс и многие другие). Диаграмма полей устойчивости некоторых минералов (см. рис. 31), составленная по данным Р.Гаррелса (1960), показывает возможность соосаждения минеральных ассоциаций и зональность распределения в осадке при незначительных вариациях  $Eh$  и  $pH$ , определенной температуре и нормальном давлении. Следовательно, в природных условиях могли формироваться горизонты осадочных и вулканогенно-осадочных пород, обогащенных в силу естественных причин тем или иным комплексом рудных минеральных ассоциаций. Обычно в таких естественно обогащенных породах концентрируются сингенетичные с ними рудные месторождения; эти же породы служат источником рудогенных элементов при формировании метаморфизованных рудных залежей в породах низких ступеней метаморфизма.

В работе В.И.Данчева и Т.А.Лапинской (1965) приводятся сведения о среднем содержании урана в осадочных породах "ферро-карбона". В прямой зависимости от содержания урана в осадках отдельных пачек разреза находится количество рудопоявлений в них, что связывают с сопутствующей этому явлению благоприятной восстановительной геохимической обстановкой.

В породах пермского периода на земном шаре зафиксировано значительное число урановых, медно-молибден-урановых, уран-полиметаллических, реже - медистых песчаников и медно-колчеданных залежей осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса. По нашим данным, все известные нам пермские отложения Карпато-Балканской области, насыщенные кислыми эффузивами и их пирокластическими производными, характеризуются повышенным содержанием урана в пределах  $n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-2} \%$  и признаками элементов-спутников в виде вторичной минерализации. Внутри толщи, соответствующей отложениям "благоприятного" для накопления рудогенных элементов периода, выделяются отдельные геохимически специализированные интервалы. Для северо-западных районов Спешско-Гемерского Рудогорья можно выделить два интервала: нижний, богатый  $Mo-U-Cu$ , и верхний, богатый  $U$  и  $Cu$ .

В общем разрезе пермских пород Северного Кавказа выделяют в нижней части разреза отдельные горизонты специализированы на  $Cu, Mo, Pb, Ni, Co, U$ . В средней части разреза содержание меди составляло от  $7,1 \cdot 10^{-3}$  до  $1,54 \cdot 10^{-2} \%$ , в то время как в подстилающих и перекрывающих осадках отмечено  $1,1 \cdot 10^{-3} - 6,9 \cdot 10^{-3} \%$  меди.

Геохимическая специализация разрезов сохраняется и в более метаморфизованных толщах. В Западных Карпатах Я.Илавски (Ilavský, 1964) в разрезе зеленосланцевых пород силура (?) – кембрия (?) выделил специализированные интервалы: в нижней части разреза ладиты и сланцы с содержанием меди, цинка и свинца в количестве  $n \cdot 10^{-3}$  –  $n \cdot 10^{-2}$  %. В верхней части разреза хлоритовые филлиты (эпитуфариты) содержат широкую гамму элементов (медь, свинец, цинк, никель, кобальт, мышьяк) с содержанием  $n \cdot 10^{-2}$  –  $n \cdot 10^{-1}$  %. К этой части разреза приурочены основные колчеданные залежи.

Интервалы с высоким содержанием урана в стратиграфическом разрезе раннего палеозоя советской части Восточных Карпат установлены Ф.И. Жуковым и Д.А. Лесным. Эти данные хорошо коррелируются с результатами исследований по сопредельной территории Румынии (табл. 24).

В определенной мере первичные повышенные содержания урана сохраняются в значительно метаморфизованных породах кристаллических щитов (Жукова, 1974). В случае его усиленного выноса при метаморфогенных процессах первично повышенная концентрация его в отдельных разновидностях парапород устанавливается изотопным анализом свинцов. Для докембрийских пород центральной части Украинского щита при нормальном содержании (около 25%)  $^{206}\text{Pb}$  характерны такие содержания  $^{206}\text{Pb}$  (%): в железистых кварцитах – 68,2; в графитистых сланцах – 63,4; в известняках – 31,1.

Изменение физико-химических условий при первичном накоплении рудогенных элементов влияет на геохимическую специализацию разрезов и улавливается изотопным анализом серы сингенетичных сульфидов.

Для колчеданных стратифицированных залежей Горной Осетии (Северный Кавказ) мы совместно с А.А. Юшиным установили следующее. Послойно-вкрапленная минерализация верхнего палеозоя (Дончинта, Кабутау, Баддон) характеризуется вариациями изотопов серы  $\delta^{34}\text{S}$  от +2 до +12 ‰, в то время как для минералов аналогичных залежей в юрских углистых стандах (Чатадон, Гизельдон, Цариятдон)  $\delta^{34}\text{S}$  – от -3 до -9 ‰.

По вариациям изотопов серы в первичных сульфидах свит  $K_2$  и  $K_3$  в докембрийских образованиях Кривого Рога установлено, что конкретные литологические разновидности внутри свит формировались в своеобразной геохимической обстановке (табл. 25).

Среднее содержание  $U$  в метаморфических породах  
Восточных Карпат

Украинские Карпаты			Румынские Карпаты			
Свита	Порода	Содержание, $10^{-4}$ %		Порода	Свита	
Берлебаш- ская	Сланец мус- ковитный с гранатом	1,9	~2,5	Сланцы сери- цит-хлорито- вые и квар- цитовые	Верхняя терри- генная	
	Кварциты	3,0				
Деловец- кая	Липаритовый порфир	6,7	8,0	Кислые мета- туфогиды (порфиrogen- ные)	Вулкано- генно- терри- генная	
	Липарит- дацитовый порфир	5,0	3,8	Кислые мета- туффиты		
	Дацитовый порфир	3,0	5,3	Сланцы сери- цит-хлорито- вые с гра- фитом		
	Сланец кварц-мус- ковитовый	4,9	3,7	Хлоритовые сланцы		
	Известняк	3,1	0,5	Известняк		Нижняя терри- генная
	Сланец кварц-мус- ковитовый	4,7	~3,0	Сланцы се- рицит-хло- ритовые		
	Гнейс дву- сланцевой	4,9				
Белопот- токская	Сланец гней- совый с гра- натом	3,0	-	Гнейсы кварц- полевошпато- вые	Мезомета- морфи- ческая серия	
	Плагиогнейс	3,2	1,1			
	Гнейс биоти- товый с гра- натом	2,7	3,2	Биотитовые гнейсы		

Существующие методы геохимических исследований позволяют гово-  
рить о миграции рудогенных элементов под влиянием метаморфиче-  
ских процессов внутри рудовмещающих толщ, образовании обогащен-  
ных залежей, роли разрывных структур как каналов для активного  
перемещения элементов и т.п.

Вариации изотопов серы в сульфидах  
из пород докембрия Кривого Рога

Свита	Геотектонические условия	$\delta^{34}S\bar{x}$ по свите	Разновидность породы	$\delta^{34}S\bar{x}$ по литоло- гическим разностям
$K_3$	Средний этап геосинкли- нального развития; тер- ригенные формации	+17,6	Карбонатно- железистые сланцы	0
			Карбонатно- графитистые сланцы	+17,0
			Углистые сланцы	+15,0
$K_2$	Ранний этап геосинкли- нального развития  Хемогенные осадки; же- лезисто-кремнистые формации	-2,7	Гематит-маг- нетитовая руда	+3,1
			Углисто-глинис- тые сланцы	-0,5
			Железистые кварциты и роговики	-7,0
			Амфиболовые сланцы	-8,9

Возможную миграцию рудогенных элементов внутри рудовмещающих толщ проследили на месторождении Лешул Урсулуй в Восточных Карпатах Н.Петрулиан и Л.Стецлаци (Petruilian, Steclaci, 1967). Они произвели опробование вкрапленных и массивных полиметаллических руд с тонкими прожилками аналогичного состава, не выходящими за пределы рудовмещающих горизонтов (см. рис. 11 и 39). В первом и втором случаях графики распределения цинка и свинца показывают два максимума частоты встречи. Первый связан с первичным накоплением рудных минералов в толще (до 0,5 %), второй — с их трансформацией и концентрацией (до 2 - 2,5 %). График распределения меди составляет плавную кривую с максимумом до 1 %. Это связывают с большей геохимической подвижностью меди, почти полностью трансформировавшуюся в П (прожилковую) генерацию халькопирита, что согласуется с геологическими наблюдениями.

Образование обогащенных залежей в виде густой сети прожилков происходит при метаморфизме вмещающих пород и соответственно при трансформации и концентрации рудных минералов. Нами про-

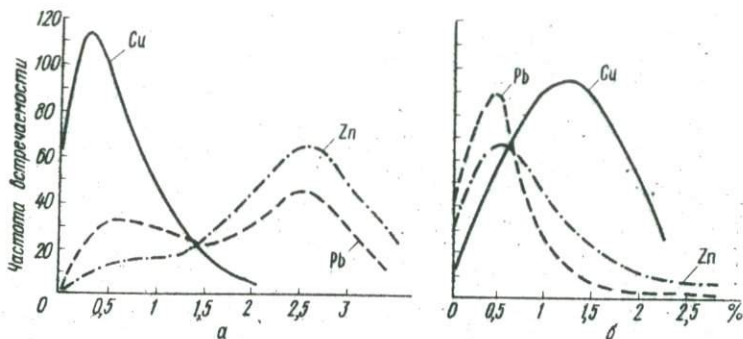


Рис. 39. Распределение содержаний *Cu*, *Pb* и *Zn* в массивных рудах I (а), II и III горизонтов (б) (по Н.Петрулиану и Л.Стецлаци).

ведено сравнение первичных послойных пиритов и пиритов из густой сети прожилков в отдельных свитах докембрия Кривого Рога (табл. 26). Во всех случаях перераспределение сульфидов при метаморфизме фиксируется фракционированием изотопов серы в сторону обогащения легким изотопом  $^{32}\text{S}$ .

Т а б л и ц а 26

Вариации изотопов серы в породах докембрия Кривого Рога

Свита	Минерализация		Количество проб
	послойная	прожилковая	
<i>K</i> <sub>3</sub>	+17,6	+12,3	40
<i>K</i> <sub>2</sub>	-2,7	-5,0	40
<i>K</i> <sub>1</sub>	0	-2,7	10

Вдоль левого склона долины Гизельдон на участках Дончинта, Кабутау, Даратышар в Горной Осетии (Северный Кавказ) нами были сопоставлены результаты изотопного анализа серы пиритов из стратиформных залежей (Дончинта, Кабутау) с жильными проявлениями (Даратышар), связанными с системой разрывных структур. И в этом случае наблюдаем смещение изотопного состава серы в жильных преотложенных сульфидов в сторону преобладания легкого изотопа. В послойных залежах вкрапленных руд вариации изотопов  $^{34}\text{S}$  составляют величины от +2 до +12 ‰, а в жильных структурах - от -3 до -6 ‰.

Роль разрывных структур как каналов для активного выноса элементов оценили Г.Питуля и М.Лемне (Janovici, Pitulea, Lemne, 1967). Они сравнили содержание урана в ненарушенных порфироидах кембрия Восточных Карпат с их диафторированными аналогами, появившимися в зону разрывной и трещинной тектоники. В ненарушенных породах среднее содержание урана составляет  $5 \cdot 10^{-4}$  %; в тектонических зонах —  $1 \cdot 10^{-4}$  %, что связывают с выносом металла при интенсивной циркуляции растворов.

#### Структурно-морфологические особенности рудных залежей

Метаморфизованные рудные месторождения позволяют во многих случаях наблюдать реликты первичной морфологии рудных тел и их качественный переход к элементам метаморфических месторождений (по классификации Я.Н.Белевцева, 1968); когда размещение рудных залежей контролируется уже в значительной мере сочетанием складчато-трещинных структур. В этой связи, изучая структурно-морфологические особенности рудных месторождений складчатых областей, следует учитывать, что в пределах одного рудного поля можно ожидать конвергентные рудные залежи (Cambel, 1956; Смирнов, 1969; Жуков и др., 1976; Жуков, 1976). В.И.Смирнов подчеркивал, что при формировании колчеданных месторождений могли образоваться субвулканические гидротермальные месторождения и сопутствующие им эксгалационно-осадочные.

Б.Цамбел (Cambel, 1956) выделяет на месторождении Пезинок — Перник в Малых Карпатах стратифицированные осадочно-вулканогенные колчеданные залежи и вкрапленные руды в амфиболитах гипабиссального происхождения. Рудные включения в них, по его мнению, — результат "пневматоликвационного процесса". Ф.И.Жуков (1976) в пределах рудного поля вулканогенных месторождений, локализованных в породах перми Карпато-Балканской области, выделяет несколько конвергентных морфогенетических типов рудных залежей. Их формирование мы связываем с последовательными выделениями минеральных ассоциаций из гидротерм в период затухания вулканической деятельности (см. рис. 26). Выделяем: 1) шпирообразные вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды в кварцевых порфирах; 2) трещинные руды в микрогранофировых брекчиях и диабазов; 3) стратифицированные послойные тела в туфопесчаниках и туфоалевролитах; 4) линзообразные метасоматические залежи; 5) неправильные гнездовидные рудные тела — эпигенетические производные динамометаморфических процессов.

Выделение подобных рудных тел кроме структурного фактора опиралось, как было сказано, на геохимические, минералогические, петрографические и другие исследования. В последующем при формировании молодых складчатых структур происходило перераспределение рудного вещества с концентрацией его в замковых частях антиклинальных структур и особенно при их осложнении системой мелких трещин. В пермских образованиях Западных Карпат (Жуков, 1976) богатая рудная минерализация приурочена к замкам субширотных антиклинальных складок или к верхним частям крыльев синклиналей II, III и IV порядков. Большое мобилизующее влияние оказывают в этом случае мелкая поперечная складчатость и кливаж, влияние которого на обогащение руд установил в этом районе И.Ройкович (Rojkovič, 1968).

Ф.И.Жуков на одном из месторождений урана, локализованных в сланцах силура, выделяет три основных типа рудных тел: 1) стратифицированные с послойным распределением рудных минералов; 2) штокверковые в секущих зонах брекчирования; 3) жильные. Доказано метаморфическое происхождение штокверковых тел за счет стратифицированных залежей. Несомненен эндогенный характер низкотемпературной жильной минерализации. Спорным является ее источник: глубинный, гидротермальный либо метаморфогенный.

Таким образом, можно констатировать, что в складчатых областях в пределах рудных полей могут формироваться конвергентные рудные залежи, для которых характерны индивидуальные структурно-морфологические особенности. Метаморфизм способен изменить морфологию рудных тел в силу трансформации, переноса и концентрации рудного вещества. Однако реликты его первичных форм залегания, как правило, сохраняются.

#### Метаморфизм и изотопно-возрастные сопоставления рудных минералов и вмещающих толщ

Влияние метаморфизма на формирование рудных залежей можно установить не только обычными геологическими методами (Жуков, 1974), но и используя результаты определения возраста рудных минералов по изотопным соотношениям свинца и урана. Подобные исследования для месторождений древних щитов были осуществлены А.И.Тугариновым, К.Канасевичем, К.Устином и У.Славсоном, Дж.Мейром и др. А.Тугаринов и др. (1958) и Г.Войткевич (1961) заметили, что под неоднократным воздействием метаморфических процессов происхо-

Возраст рудной минерализации в породах палеозоя, млн. лет

Регион	$\frac{207_{Pb}}{206_{Pb}}$	$\frac{207_{Pb}}{235U}$	$\frac{206_{Pb}}{238U}$
	Апусени	199	85
Южные Карпаты			
I залежь	306	200	192
II залежь	200	189	187
III залежь	298	190	181
Западные Карпаты	241	178	173
Восточные Карпаты			
I залежь	606	215	181
II залежь	334	191	180
III залежь	200	150	146

дит миграция радиогенного свинца при перекристаллизации смолки без разрушения минерала-"хозяина", что и обуславливает вариации в значениях возраста рудных минералов из рудной залежи. При этом возраст руд по разным отношениям убывает в такой последовательности:  $\frac{207_{Pb}}{206_{Pb}} > \frac{207_{Pb}}{235U} > \frac{206_{Pb}}{238U}$ . В нашем случае для рудных минералов, локализующихся в пермских отложениях, получаем идентичную картину (табл. 27).

Для более точной геологической интерпретации определений возраста руд по изотопным соотношениям свинца и урана мы нанесли на два графика (рис. 40) результаты анализов по рудным минералам и вмещающим породам, распределив их по районам. Здесь же вынесены орогенические фазы, известные из геологических наблюдений.

#### Стратифицированные рудные залежи в кембрии

Определения изотопного возраста рудных минералов проводились в основном по образцам О.Матковского (1965), Г.Зиновьева и Е.Вайдеа (Vajndea, 1968), взятым в Восточных Карпатах. Результаты определений возраста сконцентрировались в участках, прилегающих к линиям наиболее интенсивных для региона фаз тектонической активности: судетской, астурийской, древнекеммерийской и, наконец, юнокиммерийской (см. рис. 6). Этим данным отвечают результаты определений возраста метаморфизма вмещающих пород.



По Свогенской антиклинали Балканид нам известны два определения в 240 и 110 млн. лет, что отвечает мощным для Старой Платины арденской и австрийской фазам. Пробы для определения отобраны из явно наложенных, по отношению к первичной, форм сульфидной и окисной рудной минерализации, известной в виде прожилков и жилков в послонных зонах срыва и брекчирования в рудовещающих силурийских сланцах.

#### Стратиформные рудные залежи в породах перми

Для Западных Карпат известны определения возраста, отвечающего пермскому периоду формирования руд (241 млн. лет) и преобразования под воздействием пфальской (220 млн. лет) и древнекиммерийской (173 - 178 млн. лет) фаз складчатости (рис. 41).

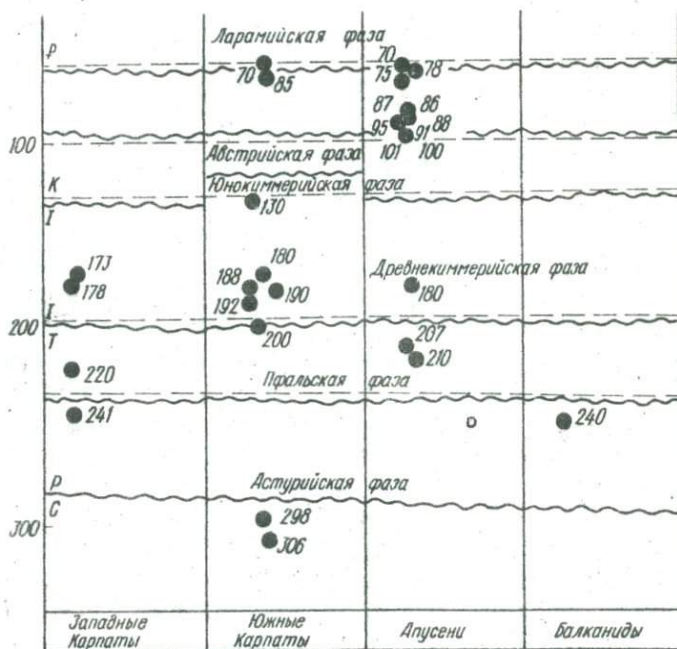


Рис. 41. Результаты определения возраста руд, локализованных в породах перми, и их метаморфизма. Условные обозначения см. рис. 18.

В Южных Карпатах наиболее древний возраст рудных минералов из минерализованных пермских пород составляет 298 – 306 млн. лет, т.е. это величины, близкие к нижнепермскому периоду, но явно с аномальными уклонами в сторону занижения значений изотопного возраста. Объяснение этому явлению может быть дано в будущем при исследованиях, связанных с потерей изотопов свинца, процессами переотложения некоторых первичных урановых минералов, минералов с захватом древнего уранового свинца и т.п. Далее фиксируются три фазы метаморфических преобразований, совпадающие с фазами тектонической активности, выделенными по геологическим наблюдениям: древнекиммерийской (180 – 200 млн. лет), юнокиммерийской (130 млн. лет) и ларамийской (70 – 85 млн. лет).

В Апусенях сказалось влияние пфальцской фазы (207 – 210 млн. лет), древнекиммерийской (180 млн. лет), весьма значительно – австрийской (86 – 107 млн. лет), наконец, ларамийской (70 – 75 млн. лет) фаз.

Отобранные нами в Балканидах две пробы показали исключительно пермский возраст руд, хотя в будущем возможно получение более молодых значений по переотложенным минералам. С геологических позиций они скорее всего будут соответствовать древнекиммерийской и ларамийской фазам орогенеза.

В заключение следует отметить, что в палеозойском ядре Карпато-Балканской складчатой области первичное формирование стратифицированных залежей синхронно с накоплением вмещающих пород и гидротермально-эксталяционными процессами, сопровождающими древний вулканизм. Стратиформные залежи претерпели вторичные изменения под влиянием полициклического метаморфизма в результате воздействия более молодых фаз тектонической активности герцинского и альпийского циклов. Поэтому часто образуются штокверковые и трубообразные залежи. Результаты определения возраста руд радиометрическим методом показывают время не только первичного накопления рудного вещества, но и его метаморфического преобразования под влиянием фаз тектонической активности.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ  
ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В предыдущих главах на примере конкретных месторождений были разобраны особенности их формирования на разных стадиях геосинклинального развития региона.

Начальная стадия дала ряд типичных вулканогенных, в том числе колчеданных (Смирнов, 1969), впоследствии метаморфизованных месторождений в породах кембрия и силура.

Конечная стадия характерна формированием вулканогенных месторождений, главным образом урановых, в пермский период. Многие из этих месторождений считались плутоногенными гидротермальными, генетически связанными с молодыми интрузиями кайнозоя. Новые материалы, полученные при лабораторных исследованиях, изучении литолого-фациальных особенностей рудовмещающих толщ и структурно-тектонической обстановки, свидетельствуют о том, что эти месторождения не укладываются в традиционные схемы плутоногенных гидротермальных месторождений, разработанные В.Эммонсом, А.Ферсманом, С.Смирновым, В.Смирновым, Ф.Вольфсоном и др.

Многие геологические признаки, данные изотопного возраста, минералогических и геохимических исследований свидетельствуют о связи рассматриваемых месторождений с эруптивными аппаратами и продуктами их эволюции.

Основное отличие вулканогенных месторождений от плутоногенных состоит в следующем:

- 1) пространственная приуроченность рудных залежей к вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям;
- 2) обязательная приуроченность вулканических аппаратов к зонам глубинных разломов;
- 3) огромная протяженность зон рудной минерализации вдоль вулканитов и ее стратифицированное положение в разрезе;

4) геохимическая и минеральная специализация рудных залежей в зависимости от возраста подстилающих эффузивов и их состава;

5) ритмичность в отложении рудного вещества и вмещающих пород;

6) определенное соотношение элементов-примесей в сульфидных минералах рудных залежей;

7) совпадение нижнего предела возраста рудных минералов со временем формирования вмещающих вулканитов;

8) влияние полициклического метаморфизма в равной мере на формирование рудных залежей и вмещающих пород.

Тем не менее не следует абсолютно отрывать вулканогенные месторождения от собственно плутогенных. Вероятнее всего, между ними существует генетическая связь в источниках рудоносных растворов и различие — в процессах отложения минеральных веществ. Для плутогенных гидротермальных и ликвационных месторождений речь идет о процессе рудообразования из минерализованных растворов в закрытых, большей частью геометрически строгих, системах на больших глубинах в первом случае (Овчинников, 1968) и ликвидации силикатной магмы с отделением сульфидной фракции — во втором (Годлевский, 1968).

Что касается вулканогенных месторождений, то, как справедливо отметил В.Н.Котляр (1968), отличие их от плутогенных определяется глубиной формирования в сочетании со структурно-тектонической проницаемостью среды. Если при характеристике плутогенных месторождений речь идет о жидких остаточных растворах, выделяющихся из магматического резервуара после застывания существенной части магмы, то при характеристике вулканогенных месторождений предполагается обильное выделение газовых растворов при резком падении давления, их взаимодействие с подземными водами и насыщение приповерхностной части земной коры. В этом случае при движении растворы используют не только тектонические нарушения и пористые породы, но и структуры вулканических аппаратов: их жерла, трубки взрыва, конические и кольцевые разломы, радиальные трещины и т.п. Большие массы минерализованных вод вырываются из закрытых систем и изливаются либо на поверхность, либо в подводную среду. По сведениям С.И.Набоко (1970), определены возможности выделения в этих условиях 86 рудных минералов, в том числе молибдена, сфалерита, галенита, самородной меди и др.

По данным Р.И.Ткаченко и А.Зотова (1970), полученным в результате наблюдений в районах действующих вулканов, при выходе термальных вод на поверхность происходит изменение физико-химических условий, что приводит к выделению рудных компонентов в твердую фазу. При особо высокой кислотности вод, разгружающихся вблизи морского побережья, эти компоненты выносятся в моря. В очагах разгрузки накопление рудных минералов достигает иногда промышленных концентраций: лимонита – вулкан Б.Хмельницкий на о.Итуруп; ярозита – вулкан Менделеева на о.Кунашир – Дальний Восток; Кусатцу и др. – в Японии; Унатер в Индонезии и т.п. Ультракислые термы источников Тамагава и Кавараче на о.Хонсю и Хокуто на о.Тайвань дают радиоактивный осадок, сложенный сульфатом бария и свинца – хокутолитом.

Не менее ценен вывод С.И.Набоко (1970) о процессе рудообразования на стадии извержений лавы и пирокластики, насыщенных газами. В это время состав газа различных стадий остывания магматических продуктов определяет рудную специализацию и характер метасоматитов. Для вулканов нашей планеты определены физико-химические параметры образования 180 фумарольных минералов, которые могут локализоваться:

- а) в кратерных озерах с донными фумаролами;
- б) в водоемах естественных конденсатов;
- в) в ручьях и реках, вытекающих из кратерных озер и фумарольных полей.

Каковы сведения о времени проникновения гидротермальных растворов, фумарол и эксгаляций во вмещающую среду? По нашим наблюдениям, оно происходит в период затухания эффузивной деятельности – все пластовые рудные тела залегают над потоками эффузивов. Это правило соблюдается как для древних кембрийских рудных залежей, так и для пермских. Явление резкой активизации рудообразующих процессов после извержения современного вулкана Эбеко отмечает Г.Г.Храмова (1970). В этот период, по существу, начал формироваться заново химический состав озера за счет активизировавшейся донной фумарольной деятельности, окисления серы и растворения ранее отложенных осадков. В течение одного только месяца общая минерализация воды увеличилась вдвое: содержание натрия в 2 – 3, калия – в 1,5 – 2,5; магния в 3 – 5, кальция – в 1,5 – 2,5; алюминия – в 1,5; железа – в 2 раза и т.д.

Все это еще раз доказывает необходимость углублять учение о вулканогенных месторождениях, что имеет не только научный, но и практический производственный интерес в смысле конкретизации направления поисково-разведочных работ и выделения новых перспективных площадей.

Под вулканогенными месторождениями следует понимать промышленные залежи полезных ископаемых, образовавшихся в результате постэруптивной фумарольно-эксплационной и гидротермальной деятельности внутри вулканических аппаратов либо в сфере их геологического влияния.

К вулканогенным месторождениям мы относим кембрийские месторождения марганца – Даду и др., полиметаллические, колчеданные и др. – Горни Лом, Чипровци, Мартыново, Лещул Урсулуй, Фундул Молдовой и др.; силурийские – Смольник; пермские – месторождения I и II групп.

Вопросы классификации вулканогенных месторождений начали дискутироваться в литературе начиная с 60-х годов XX ст. В это время появляются схемы классификаций В.И.Смирнова, В.Н.Котляра, М.А.Фавровской, Г.Н.Щербы, Г.С.Дзоценидзе и др. К наиболее детальным относятся схемы Г.Н.Щербы, В.Н.Котляра, М.А.Фавровской и Г.С.Дзоценидзе.

Г.Н.Щерба (1963) выделяет среди месторождений, связанных с вулканитами, четыре типа: вулканогенные, вулканогенно-осадочные, гиповулканогенные и поствулканические. Г.С.Дзоценидзе (1969) поддерживает мнение Г.Н.Щербы о необходимости детальной генетической классификации рудных месторождений, связанных с разными фазами и формами вулканических процессов, но справедливо замечает, что третий и четвертый типы в его схеме практически не разделяемы.

Под третьим типом Г.Н.Щерба подразумевает минерализацию, связанную с глубокими очагами вулканизма и отвечающую по времени прекращению активной вулканической деятельности и окончанию формирования субвулканических тел, кристаллизации магмы и высвобождению при этом рудных компонентов, выносимых в дальнюю периферию области вулканических аппаратов и интрузий.

Четвертый тип связан с законсервированными промежуточными очагами вулканизма, оживившимися под влиянием новых тектонических движений.

Нам хотелось бы добавить, что термин "вулканогенные", присвоенный первому типу, не совсем удачен, так как может быть понят как всеобъемлющий для месторождений, связанных с многообразными проявлениями вулканической деятельности, а не только с эгсгалияциями, эрупциями и излиянием лав, как это подразумевает Г.Н.Щерба.

В.Н.Котляр (1965) положил в основу своей классификации геотектонический принцип, выделив:

А. Месторождения ранних геосинклинальных прогибов в связи с вулканогенными формациями:

1. Вулканогенно-осадочные, субмаринные.

П. Гидротермальные: 1) жерловые; 2) вулканокупольные; 3) субвулканические.

Б. Месторождения позднегеосинклинальных складчатых зон, сложенных порфировыми формациями:

1. Эгсгалиционно-гидротермальные: азральные и субазральные.

П. Гидротермальные: 1) кальдерные и вулканокупольные; 2) жерловые; 3) субвулканические; 4) эффузивно-интрузивные порфировые; 5) эффузивно-интрузивные гипабиссальные.

В. Месторождения вулканических поясов неогэосинклинальных и активизированных зон глубинных разломов, представленных порфировыми формациями основного, среднего и кислого составов:

1. Эгсгалиционные и эгсгалиционно-гидротермальные.

П. Вулканогенно-осадочные.

Ш. Гидротермальные: 1) кальдерные; 2) жерловые; 3) субвулканические; 4) эффузивно-интрузивные порфировые; 5) эффузивно-интрузивные гипабиссальные.

Г. Месторождения платформ, связанные с трапповой и другими формациями:

1. Магматические: 1) жерловые; 2) субвулканические трещинные в связи с субщелочными интрузиями.

П. Послемагматические: 1) жерловые и жильные в траппах; 2) жерловые в связи со щелочными ультраосновными породами; 3) субвулканические жильные в различных породах.

Предложенная В.Н.Котляром схема весьма детальна и убедительна, особенно для районов развития молодого вулканизма, но несколько громоздка для зон древних эгэосинклинальных цепей, где процессы метаморфизма затушеввали многие структурные элементы палеовулканов. Г.С.Дзоценидзе (1969) предлагает вместо че-

тырех выделяемых групп (А, Б, В, Г) остановиться на двух обобщенных: 1) геосинклинальных и 2) платформенных с обобщением понятий о субвулканических эффузивно-интрузивных и т.п. месторождениях. Существуют две близкие (сходные) схемы Г.С.Дзюценидзе (1968, 1969).

В одной из них предусматривается выделение четырех больших групп месторождений: 1) наземно-вулканогенные; 2) подводно-вулканогенные (субмаринные); 3) вулканогенно-осадочные; 4) субвулканические.

В другой выделяются три группы: 1) эндогенные, формирование которых происходит на путях миграции вулканических газов и гидротерм до достижения поверхности Земли; 2) экзовулканические, образующиеся на поверхности Земли при наземном вулканизме в результате газовой и гидротермальной деятельности вулканов, а также выщелачивания кислыми вулканическими водами лавово-пирокластических накоплений; 3) вулканогенно-осадочные или подводно-вулканогенные, которые формируются на дне морей и океанов за счет газов и гидротерм пирокластических частиц или путем разложения последних под действием морской воды.

В основу классификации древних вулканогенных месторождений следует, очевидно, положить генетический и морфологический принципы. Тип "вулканогенные рудные месторождения" целесообразно было бы разделить на две группы: эндо- и экзовулканические.

Под эндовулканическими мы подразумеваем месторождения (рудные залежи), сформировавшиеся в постэруптивную фазу развития вулкана под влиянием гидротермальных, эксгаляционно-гидротермальных и эксгаляционных процессов в пределах благоприятных структур и фаций вмещающих пород вулканического аппарата и его ближайшей периферии.

Структурное и морфологическое разнообразие эндовулканических рудных залежей огромно. В работе В.Н.Котляра (1968) приводятся сведения В.Невского, Н.Лаверова, Б.Рыбалова, Л.Хорошилова и многих других по этому вопросу. В отличие от привычных линейных структур сообщаются данные о структурах конических и кольцевых разломов, радиальных трещин, взрывных даек, выполненных вулканическими бречьями, кальдер и т.п. Становление этих структур во многом обязано вулканогенным процессам - давлению летучих (особенно воды) в пределах жерл вулканов и т.д.

В районе нижнепалеозойских вулканогенных месторождений нам известны пока только единичные находки подобных залежей. Так, в

кембрийском колчеданном месторождении Пезинок - Перник Б.Самбел (Cambel, 1956) обнаружил рудные дериваты древнего субвулканического комплекса - производные "пневматолитоликвационного процесса", а также участки древнего "импрегнационного и гидротермального жильного оруденения", которому предшествовали процессы пропилитизации древних "вулканических магм."

В пермских вулканогенных месторождениях урана I группы нам приходилось наблюдать эндовулканические залежи таких морфогенетических типов: а) радиальные трещинно-жильные рудные структуры; б) трубки взрыва, выполненные брекчией микрогранофиров с рудным цементом; в) метасоматические линзообразные рудные тела в туфо-конгломератах и туфобрекчиях; г) шпирообразные выделения вкрапленно-прожилковых руд ликвационного (?) происхождения. Первые три типа рудных залежей вполне объяснимы и с позиции современного процесса рудообразования в действующих вулканах. С.И.Насоко (1970) наблюдала в современных вулканических областях гидротермальную рудную минерализацию: колчеданную, молибденовую, редкометалльную и т.п., вскрытую скважинами до километровых глубин. Околорудное пространство зон минерализации представляет собой гидротермально измененные породы - наложенные на вулканы, процессы алунитизации, каолинизации и т.п.

Пока остается непонятным до конца образование рудных шпировых выделений первично-магматических (ликвационных - ?) залежей в эффузивах центральной части вулканических аппаратов.

Кроме наших наблюдений, касающихся рудных залежей ликвационного (?) происхождения, широкую известность приобрели исследования М.А.Фаворской (1970) месторождений I группы. На материале третичных субвулканических образований Приморья и Армении ею доказано существование явлений ликвации, которые привели к расслоению кислых диаритовых или дацитовых магм на несмешивающиеся части, различающиеся преимущественно содержанием кремнекислоты, калия и натрия. Было установлено, что обособление капель, застывающих затем в шары, происходит иногда в более глубоких камерах, чем та, в которой наступает застывание расплава. М.А.Фаворская (1970) считает, что ликвация могла происходить в камерах более глубоких, чем те, где расплав подвергся окончательному застыванию, а следовательно, и масштаб процесса должен там быть более значительным. В этой связи многообещающими являются наблюдения, касающиеся рудной минерализации в продуктах

ликвации (Фаворская, 1963; Жуков, 1966). М.А.Фаворская при описании шаровых образований в липаритах р.Малазы (Приморье) отметила наличие в шарах замкнутых полостей, выполненных гидротермальной минерализацией. Доказуемо, что "шары" обособлялись вокруг газовых пузырей в ходе концентрации калия у поверхности раздела их с расплавом. Газовые пузыри, проникавшие к месту застывания расплава из более глубоких камер, были обогащены водой, фтором, углекислым газом, переносили кремнекислоту и некоторые рудные элементы.

Не исключается, что генезис руд ликвационного происхождения следует связывать с процессом периодической подачи порций контактированной магмы своеобразных отторженцев, имеющих единый глубинный источник, с потоком эндогенных растворов и эманаций.

Под экзовулканическими месторождениями (либо залежами в крупных вулканогенных месторождениях) мы понимаем месторождения, сформировавшиеся в различного рода водоемах за счет излившихся и в различной степени разубоженных постзруптивных гидротермальных растворов, а также растворения и перетолжения рудных компонентов с поверхности пирокластических образований.

Естественно, что в зависимости от характера водоема (бассейна осадконакопления) месторождения следует разделять на два подтипа: субмаринные и субконтинентальные. Характеристика субмаринных месторождений вулканогенного происхождения приведена в табл. 28, составленной Н.М.Страховым (1965). Нам хотелось бы уточнить, что в кембрийских и силурийских эвгеосинклиналиях наряду с накоплением колчеданных, медноколчеданных и полиметаллических руд проходило накопление урансодержащих соединений с неясными минеральными формами. Урансодержащие минералы образуют теснейший парагенез с другими рудными минералами (сульфидами), показывая единый процесс первичного рудообразования в период седиментации и поствулканической гидротермальной деятельности.

И.В.Покровская и О.А.Ковриго (1970) дали схему образования рудоносных прослоев в морских осадках при поступлении в водоем гидротермальных растворов. По их мнению, снижение температуры, давления, влияние электролитов морской воды ( $NaCl$ ,  $MgSO_4$  и др.) вызывали коагуляцию сульфидов и частично хемогенные осаднения карбонатов, за которыми следовали уплотнение, обезвоживание и другие преобразования осадков. Пульсирующий характер поступления гидротерм, перемежающихся с накоплением терригенного материала,

Особенности состава, структуры и залегания рудных вулканогенно-осадочных  
и собственно осадочных накоплений (по Страхову, 1965)

Рудные накопления	Подводно-морские вулканогенно-осадочные	Обычные осадочные морские в гумидных зонах
Набор руд	<i>Fe, Mn, P, Cu, Pb, Zn, SiO<sub>2</sub></i> , фосфориты единичные, непромышленные накопления. Бокситы отсутствуют в форме.	Фосфориты развиты главным образом в желваковой форме. Руд <i>Pb-Zn-Cu</i> нет
Специфика состава	Совместное нахождение <i>Fe</i> и <i>Mn</i> , их очень слабая дифференцированность. Иногда (Атасуй) с железо-марганцевыми рудами ассоциируют руды <i>Pb</i> и <i>Zn</i> . У руд железа развиты пиритовая и окисная (гематит-магнетитовая) фации при подавлении сидеритовой. В рудах <i>Fe</i> иногда накопление <i>Ba</i>	<i>Fe</i> и <i>Mn</i> резко отделены, крупные накопления <i>Mn</i> и <i>Fe</i> в рудах очень редки: в рудах <i>Mn</i> железные руды не встречаются. Пиритовая стадия резко подавлена, сидеритовая и лепто-хлоритовая развиты
Залегание руд	Небольшие по длине резко вздутые линзы, у руд <i>Mn</i> сложного строения, в месторождении встречаются в большом количестве, иногда образуя горизонты, но часто без них. Настоящего пластового залегания нет	Настоящие пласты, мощность которых ничтожна сравнительно с протяженностью. Обычно пласты выдержаны на больших площадях. Образуют несколько горизонтов
Текстура	Массивная, реже слоистая. Оолитов и пизолитов нет либо они встречаются исключительно редко. Перемявов руды в процессе седиментации нет	Слоистая, хорошо развита. Типичные оолитовая, пизолитовая, конкреционная текстуры, всегда перемявы пласта в ходе осадконакопления
Размеры накоплений	Месторождение протягивается на немногие километры или первые два-три десятка километров	Месторождение протягивается на десятки, иногда первые сотни километров
Запасы руд в месторождении	Редко крупные, обычно ничтожные и небольшие, часто руды забалансовые	Обычно большие, до гигантских (миллиардные у <i>Fe</i> ; десятки, сотни миллионов - у <i>Mn</i> и <i>P</i> )

обусловил ритмичное чередование рудных и нерудных прослоев. При этом обязательно происходило рассеивание значительных количеств рудного вещества в морской воде и дальнейшее его участие в морской седиментации с образованием бедной тонкой сульфидной вкрапленности.

При осаждении в морской воде смена одного минерала другим, в сущности, уже не зависит от давления и температуры, а обусловлена только изменением  $pH$  и  $Eh$  среды (диаграммы Гаррелло). Наиболее благоприятны для образования сульфидов щелочные условия. Морская вода в целом представляет собой щелочную слабо окислительную среду с  $Eh$  0,1 - 0,4 (Гаррелс, Крайст, 1968). Однако наличие значительного количества органики (1,2 - 2,1 %  $C_{орг}$ ) свидетельствует о возможной восстановительной обстановке седиментации.

Одним из факторов понижения окислительного потенциала было и интенсивное поступление гидротерм, насыщенных сероводородом.

В современных условиях подобный процесс рудообразования отмечал Э.Поуба (Pouba, 1970) в Красном море, где при океанографических исследованиях в придонной части были обнаружены термальные минерализованные воды с высокими содержаниями металлов. Ил, поднятый со дна моря, оказался богат гетитом, в котором концентрировалось 6 % цинка и 0,5 % меди. Связь марганцево-рудного накопления в донных осадках с подводной вулканической деятельностью установлена в северо-западной части Тихого океана (Грамм-Осипов, 1969).

К субмаринным вулканогенным месторождениям палеозоя следует относить залежи марганца, полиметаллов, колчеданных, медно-колчеданных и урановых руд в породах кембрия и силура.

Субконтинентальные рудные залежи контролируются фациями временных водотоков и водоемов и, будучи весьма близки по времени формирования к вулканитам, всегда содержат во вмещающих породах либо перемытый, либо аутигенный пирокластический материал.

Как правило, вмещающие породы характеризуются повышенной зараженностью основными рудными элементами, входящими в состав промышленных залежей.

Рудные тела экзовулканического субконтинентального происхождения располагаются либо в палеорусле рек и мелких временных потоков, либо в озерных отложениях. И в первом, и во втором случае они приурочиваются к спокойному режиму осадконакопления внутри микроритма. Для этих залежей характерны пластовая форма

рудных тел и относительно четкая выдержанность их вдоль прости-  
рания рудовмещающих фаций.

Обычно в разрезе рудной залежи удается наблюдать ритмичность  
в отложении рудного вещества различного минерального состава  
(урановые черны, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит и т.п.),  
чередующегося с прослойками практически безрудных пород. Р.Гар-  
релс (1960) и Н.С.Скрипченко (1966) объясняют это явление изме-  
нением окислительно-восстановительного потенциала в естественной  
среде водоема и различными редокс-потенциалами рудных элементов.  
Так, для галенита, сфалерита и моносulfида железа при pH 7,  
температуре 25°, давлении 1 атм равновесный редокс-потенциал со-  
ставит соответственно 0,10; 0,18 и -0,20 В. В другом случае при  
температуре 18°, давлении 1 атм в растворах децинормальной кон-  
центрации возможны следующие переходы:  $U^{4+}$  в  $U^{6+}$  - при +0,41 В;  
 $Fe^{2+}$  в  $Fe^{3+}$  - при +0,75 В;  $Pb^{2+}$  в  $Pb^{4+}$  - при 1,3 В и т.п.

Процесс осаждения металлов из термальных вод кратерных озер  
и источников в современных субконтинентальных условиях Камчатки  
наблюдала С.И.Набоко (1970), когда высаживались лимониты, ярози-  
ты, мышьяковистые соединения и т.п. В отличие от эндовулканиче-  
ских рудных залежей, в экзовулканических (особенно удаленных от  
термального источника) резко уменьшается количество редкоземель-  
ных элементов. В какой-то мере это может быть объяснено их быст-  
рым улетучиванием по мере остывания магмы после активной эрупции  
и смены ее усиливающимся гидротермальным процессом. С.И.Набоко  
на материале Ключевой сопки показала, что первые (вслед за из-  
вержением) эксгаляции были богаче металлами, чем эксгаляции вто-  
рого года.

К субконтинентальным вулканогенным месторождениям следует  
относить все месторождения урана в пермских отложениях региона.

В последующем вулканогенные месторождения в процессе текто-  
нического развития региона претерпели метаморфические изменения  
различной интенсивности. Интенсивность этих изменений предопре-  
делена прежде всего возрастом рудной залежи. На примере Карпато-  
Балканской области видно, что наибольшим метаморфизмом подверг-  
лись руды кембрийского, затем силурийского и минимально - перм-  
ского возраста под влиянием некоторых фаз тектонической актив-  
ности (рис. 41). Эти руды были изменены под влиянием не только  
процессов регионального метаморфизма, а и динамометаморфизма,  
гидротермального и контактового метаморфизма.

Региональный метаморфизм синхронно деформировал руды и вмещающие породы в складки различной интенсивности, вызвав в первых перераспределение минералов с образованием метаморфогенных рудных прожилков в границах рудовмещающих пород. Сочетание процессов регионального, гидротермального метаморфизма и динамометаморфизма привело к перераспределению рудных концентраций и образованию столбообразных и штокверковых тел в послонных и слабо секущих зонах срыва и брекчирования. При этом появляются новообразованные минералы, абсолютный возраст которых отвечает периодам тектонической активизации района.

При явлениях контактового метаморфизма варисских интрузий на кембрийские экзовулканические залежи наблюдаются молодые зоны скарнирования с несвойственной основным залежам минерализацией: перехода сидерита и гематита в магнетит, а пирита — в пирротин в приконтактовой части рудных тел.

Вулканогенные месторождения, подвергшиеся влиянию метаморфизма с синхронной перекристаллизацией вмещающих пород и руд и образованию эпигенетических прожилковых минеральных новообразований внутри рудовмещающей толщи, следует называть метавулканогенными.

Словацкие геологи выделяют для Спишско-Гемерского Рудогорья тип метаморфогенных месторождений, к которым относятся месторождения магния в зоне тектонического контакта гемерид с татридами и вепоридами, где процессу рудообразования подверглись породы в диапазоне от кембрия до карбона включительно. Понимание ими процесса мобилизации, переноса и отложения магния совпадает с трактовкой этого положения Я.Н.Белевцевым (1968), который под метаморфогенными месторождениями понимает "такие скопления, которые интенсивно изменены или вновь возникли в условиях динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма, вследствие перемещения и концентраций металлов метаморфизируемых пород в процессе их перекристаллизации или селективного выплавления".

К этому типу месторождений Я.Илавски (Ilavský, 1959) относит месторождения магнезита в окрестностях Ружений, Подречан, Бурды, Сирна, Охтины, Кошиц и т.д.

ж ж

ж

На примере рудных месторождений Карпато-Балканской области, локализованных в слабометаморфизованных породах палеозоя, показано многообразие процессов, приведших к формированию промышленных рудных залежей.

В геосинклинальных условиях при значительной роли вулканогенных процессов в определенные периоды происходило накопление пород, обогащенных рудогенными элементами. В последующем при метаморфизме вмещающих пород проходил процесс трансформации рудного вещества, его переноса и концентрации в благоприятных структурно-литологических условиях с образованием штокверковых и жильных залежей.

Изучение рудных залежей в слабометаморфизованных породах позволяет говорить о формировании конвергентных рудных залежей в вулканических аппаратах и на их периферии.

## ЛИТЕРАТУРА

- АДЫШЕВ М.В., КОЛМУРЗАЕВ К.С. О седиментационно-диагенетическом происхождении уранового оруденения в углисто-кремнисто-сланцевой формации. - Геология рудных месторождений, 1965, № 4, с. 16 - 26.
- АЛЕКСИЕВ Б. Върху абсолютната геол. възраст на пегматите от находище Смиловене, Копривщенского. - Изв. ГИБАН, 1962, кн. 11, с. 62 - 67.
- АММОВ Бл. и др. Изотопный состав свинца сульфидных месторождений Болгарии. - Труды върху геология на България. Сер. Геохимия, минералогия, петрография, 1960, № 6, с. 17 - 21.
- АЧЕЕВ Б.Н., ЖУКОВ Ф.И., КОБЛЕНЦ Э.Л. и др. Стратиформный тип оруденения в палеозойских породах северной Осетии. - Изв. АН СССР. Сер. Геология, 1976, № 4, с. 122 - 125.
- БАРАБАШ А., ВИРАГ К., ВИНЦЕ Я. Механизм образования осадочных урановых руд на примере Мечекского месторождения. - Литология и полезные ископаемые, 1966, № 2, с. 87 - 91.
- БЕЛЕВЦЕВ Я.Н. О метаморфогенном рудообразовании. - Труды I Всесоюз. петрогр. совещ. М., 1955, с. 439 - 441.
- БЕЛЕВЦЕВ Я.Н. Проблемы метаморфогенного рудообразования в докембрии. - Междунар. геол. конгресс, XIII сессия, докл. сов. геологов, проблема 5. М., 1964, с. 201 - 218.
- БЕЛЕВЦЕВ Я.Н. Метаморфогенные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 648 - 714.
- БЕЛЕВЦЕВ Я.Н., СТРЫГИН А.И. Гранитизация пород железорудной формации. - Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. геологов, проблема 14. М., 1960, с. 168 - 173.
- БОЙКО А.К., ЧЕДЖЕВОВ Г.Х., ЦЬОНЬ О.В. Абсолютный возраст некоторых образований Советских Карпат. - Вестн. Львов. ун-та. Сер. Геология, 1966, вып. 4, с. 19 - 27.
- БОЙКО А.К. Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1970. 245 с.
- ВИДЯКИН Н.С., РУДАКОВ С.Г. Проявления марганцевых руд в Чивчинских горах и условия их образования. - В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат. М., 1966, с. 195 - 204.
- ВИДЯКИН Н.С. Коледанные и полиметаллические рудопроявления в Чивчинских горах и условия их образования. - В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат. М., 1966, с. 204 - 227.
- ВЕЛЧЕВ В. Абсолютный возраст одной дайковой формации в диабаз-филлитовидных породах северо-западных Балканидских гор. - Докл. УШ конгресса КБГА. Сер. Минералогия, геохимия, абсолютный возраст, 11. Белград, 1967, с. 295 - 300.
- ВОЙТКЕВИЧ Г.В. Проблемы радиогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1961. 351 с.

- ГАРРЕЛС Р.М. Некоторые термодинамические соотношения между окислами урана и их связь с окислительными состояниями урановых руд плато Колорадо. - В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М., 1960, с. 223 - 241.
- ГАРРЕЛС Р., КРАЙСТ Ч. Растворы, минералы, равновесия. М., Изд-во иностр. лит., 1968. 361 с.
- ГЕЩЕВА Р.В. К характеристике осадочно-метаморфогенного типа уранового оруденения. - В кн.: Вопросы геологии урана. М., 1957, с. 20 - 37.
- ГОДЛЕВСКИЙ М.Н. Магматические месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 7 - 81.
- ГРАММ-ОСИПОВ Л.И. Связь марганцево-рудного накопления в донных осадках с подводной вулканической деятельностью. - В кн.: Булканизм гидротерм и глубин Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 78 - 81.
- ГРИНЕНКО В.А., ГРИНЕНКО Л.Н. Геохимия изотопов серы. М., "Наука", 1974. 272 с.
- ДАНИЛОВИЧ Ю.Р. Метаморфизм домезозойских кристаллических сланцев украинских Карпат. К., "Наук. думка", 1970. 120 с.
- ДАНЧЕВ В.И., ЛАПИНСКАЯ Т.А. Месторождения радиоактивного сырья. М., "Недра", 1965. 254 с.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ Г.С. Роль вулканизма в рудообразовании. - Междунар. геол. конгресс, XII сессия, докл. сбв. геологов, проблема 7. Эндогенные рудные месторождения. М., 1968, с. 51 - 55.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., "Недра", 1969. 323 с.
- ДИМИТРОВА Е. Магматизм и меднорудные находки в палеозой на част от Западна Стара Планина. - Изв. на геолошкия ин-т Стр. Димитров БАН, 1964, кн. 12, с. 41 - 45.
- ДОМАРЕВ В.С. Отличительные черты гидротермальных и метаморфогенных месторождений (регионально-метаморфогенной группы). - ДАН СССР, 1954, 98, вып.3, с.447-450.
- ДОМАРЕВ В.С. Некоторые геологические особенности метаморфических рудных месторождений. - Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1956, вып. 8, с. 7 - 42.
- ЕВСТРАХИН В.А. Урановорудные эпохи. - Изв. АН СССР. Сер. Геология, 1967, № 3, с. 13 - 28.
- ЖУКОВ Ф.И. Палеогеографические особенности развития Спешско-Гермерского Рудогорья в верхнепермский период. - Geol. prase, 1965, № 35, с. 25 - 51.
- ЖУКОВ Ф.И. Деякі особливості родовищ комплексних руд в ефузивно-осадових утвореннях. - Геол. журн., 1966, 26, вып. 3, с. 80 - 85.
- ЖУКОВ Ф.И. Общие черты геологического развития Западных и Восточных Карпат в домезозойский период. - Докл. VIII конгресса КЕГА. Сер. Геотектоника, Белград, 1967, с. 101 - 105.
- ЖУКОВ Ф.И., ЯНЕВ С.Н. Карпато-Балканская область в пермское время. - Материалы IX конгресса КЕГА (1969), Будапешт, 1971, 3, с. 79 - 82.
- ЖУКОВ Ф.И., ЛЕСНОЙ Д.А., РАДЗИХОВСКИЙ В.Ф. Проблемы генезиса рудных месторождений в породах и ядрах Карпато-Балканской складчатой области. - Геол. журн., 1970, 30, вып. 3, с. 7 - 17.
- ЖУКОВ Ф.И., ЛЕСНОЙ Д.А. Естественная радиоактивность пород нижнего палеозоя Восточных Карпат. - Тезисы докл. совещ. по естественной радиоактивности пород, 1972, 2, с. 51 - 52.
- ЖУКОВ Ф.И. Влияние тектонической активности на изотопный возраст руд (на примере Карпато-Балканской области). - Геол. журн., 1974, 24, вып. 3, с. 82 - 89.

- ЖУКОВ Ф.И. Конвергентность рудных залежей и изотопный состав серы. - Геол. журн., 1976, 36, вып. 5, с. 145 - 150.
- ЖУКОВ Ф.И., ВОЗАР И.И., ЯНЕВ С.Н. Пермские осадочно-вулканогенные формации и рудные месторождения Карпато-Балканской области. К. "Наук. думка", 1976. 182 с.
- ЖУКОВА А.М. Особенности распределения урана в породах разных фаций метаморфизма. - В кн.: Вопросы рудообразования и металлогении. К., 1974, с. 30 - 32.
- ЖУРАВЛЕВ В. Допалеозойская история территории Карпато-Балканской системы. - Докл. Ш конгресса КБГА. Сер. Геотектоника, Белград, 1967, с. 71 - 74.
- ИШПОЛИТО Ф. Ураносодержащие формации верхнепалеозойских пород Альп. - В кн.: Геология атомного сырья. Изб. докл. иностр. ученых. М., 1959, с. 204 - 210.
- КАРПЕНКО В.С. Явления метаморфизма урановых руд. - В кн.: Вопросы геологии урана. М., 1957, с. 5 - 19.
- КАРПУШИН А.М. Стратиформные месторождения цветных металлов. Л., "Недра", 1974. 127 с.
- КОДАРЧА А. Геологическое развитие Южных Карпат. - БМОИП. Отд-ние геологии, 1964, 39, с. 3 - 24.
- КОЗАКОВ Л.Р. Петрографічні особливості плагіогранітів у Чивчинських горах на Карпатах. - Геол. журн., 1963, 23, вып. 4, с. 74 - 79.
- КОТЛЯР В.Н. Типы месторождений, связанных с палеовулканизмом. - В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., 1965, с. 5 - 8.
- КОТЛЯР В.Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 491 - 541.
- КСЕНИШКЕВИЧ М., САМСОНОВИЧ Я., РЮЛЕ Э. Очерк геологии Польши. М., "Недра", 1968. 306 с.
- ЛИЛОВ П., ГРОЗДАНОВ Л., ЦЕВЕВА И. Относно абсолютната възраст на Свидневските и Сеславските магматити. - Изв. Геол. ин-т БАН. Сер. Геохимия, минералогия, петрография, 1968, № 17, с. 51 - 53.
- МАТКОВСКИЙ О.И. Некоторые особенности древнейшего магматизма в Чивчинских горах Карпат. - Материалы УП конгресса КБГА. К., 1965, с. 240 - 255.
- МАТКОВСКИЙ О.И., ЯСИНСКАЯ А.Л., ЧУЛОЧНИКОВ В.И., ПАВЛИШИН В.И. - О колчеданных и полиметаллических рудопроявлениях в Чивчинских горах. - Мин. сборник Львов. Геол. о-ва, 1962, № 16, с. 273 - 285.
- МАТКОВСЬКИЙ О.І., ЯСІНЬСКА А.А., ЧЕДЖЕМОВ Г.Х., ЦЬОНЬ О.В. Деякі особливості мінерального складу і вік сульфідних проявів та вміщуючих порід Чивчинських гір Карпат. - Тези допов. X наук. конф. присв. підсумкам наук.-дослід. роботи ун-ту за 1965 р. Сер. Геологія, географія, Львів, 1966, с. 101 - 103.
- МЕЛЬНИК Ю.П., ЯРОШУК М.А. Термодинамические условия метаморфизма карбонатных пород железисто-кремнистых формаций Украинского щита. - Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1970, сер. 2, ч. 99, вып. 1, с. 3 - 16.
- Месторождения радиоактивных и редких металлов. М., Атомиздат, 1973. 336 с. Авт.: В.Н.Котляр, И.М.Багошкин, В.И.Данчев и др.
- НАБОКО С.И. Роль наземного вулканизма в процессах рудообразования. - Геология и геофизика, 1970, № 1, с. 22 - 31.
- НИКОЛАЕВ Гр., ТОНЕВ Ив. Металлогения на Чипровско рудно поле. - Годинник на ВМГИ, София, 1962, с. 63 - 68.

- НЕЧАЕВ С.В. Металлоносность вулканогенных горизонтов верхнего докембрия - нижнего палеозоя в Саксонских рудных горах и некоторые проблемы рудообразования. - В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1968, с. 119 - 122.
- ОВЧИННИКОВ Л.Н. Плутогенные гидротермальные месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 443 - 488.
- ОНЧЕСКУ Н. Геология Румынии. М., Изд-во иностр. лит., 1960. 503 с. Особенности размещения гидротермального оруденения в структурных этажах Карпат. К., "Наук. думка", 1968. 98 с. Авт.: А.Ф. Гончарук, Ф.И. Жуков, В.Н. Зайцева и др.
- ПАРК Ч.Ф., МАК-ДОРМИД Р.А. Рудные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1966. 528 с.
- ПОКРОВСКАЯ И.В., КОВРИГО О.А. О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Ридлер-Сокольского месторождения. - Геология рудных месторождений, 1970, № 3, с. 64 - 76.
- РУДАКОВ С.Г. О метаморфизме комплекса Чивчинских гор и его взаимоотношении с древнейшими породами Раховского массива. - В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат. 1966, с. 6 - 16.
- РЫБАЛОВ Б.В. Структурные особенности и вопросы генезиса урановых месторождений, залегающих в черных сланцах и карбонатных породах. - Геология рудных месторождений, 1965, 7, с. 3 - 25.
- САКСЕЛ М. Происхождение руд Оутокумпу в свете тектоно-метаморфической мобилизации вещества. - В кн.: Новости зарубежной геологии. Л., 1959, с. 71 - 83.
- СЕМЕНЕНКО Н.П. и др. Итоги исследований, выполненных в Советском Союзе по абсолютной геохронологии геологических формаций Украинских Карпат и сопредельных территорий. - Бал. IX конгресса КБГА. Т.1. Будапешт, 1969, с. 17 - 28.
- СЕМЕНЕНКО Н.П. Абсолютный возраст геологических формаций Карпат. - Материалы VI съезда КБГА. К., 1965, с. 225 - 232.
- СЕРГЕЕВА Л.А. Возможность расчленения метаморфизованных пород палеозоя ядра Восточных Карпат (по палинологическим данным). - Труды X конгресса КБГА. Братислава, 1973, с. 117 - 119.
- СИМОВА Ф., СИМОВ С. Нови данн за геоложия строе на палеозойските скали по р. Прибойница и част от р. Искър. - Списание на Българското геол. дружество, 1968, 29, кн.2, с. 38 - 49.
- СКРИПЧЕНКО Н.С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. М., "Недра", 1966. 291 с.
- СМИРНОВ В.И. Геология полезных ископаемых. М., "Недра", 1969. 688 с.
- СТРАХОВ Н.М. К познанию подводного вулканогенно-осадочного рудообразования (состояние знаний и проблемы). - В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., 1965, с. 11 - 24.
- СУДОВИКОВ Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1964. 550 с.
- СУДОВИКОВ Н.Г. Метаморфогенное рудообразование. - Сов. геология, 1965, № 1, с. 105 - 120.
- ТЕНЧОВ Я., ЯНЕВ С. Герцинское заложение Карпато-Балканской дуги (по данным каменно-угольных и пермских пород). - Докл. VII конгресса КБГА. Сер. Геотектоника. Белград, 1967, с. 71 - 73.
- ТКАЧЕНКО Р.И., ЗОТОВ А.В. Ультракислые термы вулканического происхождения как рудогенные растворы. - В кн.: Современные минералообразующие растворы. Петропавловск-Камчатский, 1970, с. 9 - 11.

- ТКАЧУК Л.Г., ГУРЖИЙ Д.В. Раховский кристаллический массив (Карпаты). К., Изд-во АН УССР, 1957. 126 с.
- ТУГАРИНОВ А.И. О формах нахождения свинца в радиоактивных минералах и о методах определения их возраста. - Труды У сессии Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций АН СССР. М., 1958, с. 25 - 30.
- Утробин В.М., Золотарьев И.П. Про глибинну будову зовнішньої зони Передкарпаття за даними глибоких свердловин. - Геол. журн., 1966, 26, № 4, с. 6 - 8.
- ФАВОРСКАЯ М.А. Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. - Труды ИГЕМ, 1963, вып. 90, с. 27 - 35.
- ФАВОРСКАЯ М.А. Некоторые металлогенетические аспекты проблемы магматических очагов. - В кн.: Магма малоглубинных камер. М., 1970, с. 156 - 168.
- ФИКОВСКИ Н. Доклад за геолож. проучв. район Чипровце-Мартиново. Ком. геол. Болгарии. София, 1965. 384 с.
- ХАИН В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973. 511 с.
- ХАИН В.Е., СЛАВИН В.И. Принципы тектонического районирования Карпато-Балканской области. - Материалы УШ съезда КВГА. К., 1967, с. 122 - 136.
- ХРАМОВА Г.Г. Влияние активизации вулкана Эбеко на состав воды горячего озера в его кратере. - В кн.: Современные минералообразующие процессы. Петропавловск-Камчатский, 1970, с. 13 - 14.
- ЩЕРБА Г.Н. О формах связи некоторых месторождений Казахстана с герценским вулканизмом. - В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., 1963, с. 18 - 23.
- BAVCSAN J. Zur Geochemie des Selens des slowakischen Teile der Westkarpaten. - Geol. sbornik, 1966, 17, s. 27-31.
- CAMBEL B. Geneticke problemy zrudnenia v Malych Karpatoch. - Geol. prace GUDS.SAV Zpr., 1956, z. 9, s. 17-23.
- CAMBEL B. Hydrotermalne loziska v Malych Karpatoch. - Acta geol. et geograf. Univ. comenianse Geologica, 1960, 3, s. 21-28.
- CAMBEL B. Zum Problem der Metallogenese in den Westkarpaten. - Geol. prace GUDS. SAV Zpr., 1961, 60, s. 257-280.
- CAMBEL B., JARKOVSKY I. Geochemistry of nickel and cobalt in Pyrrhotites of different genetic types. - Inter. Geol. Congr. Rept. 23rd Sess. Czechosl., 1968, Proc. Ses., 1968, 6, p. 181-184.
- CAMBEL B., JARKOVSKÝ I. Geochimia pyrotinu rozličných genetických typov. Vyd. Univerzita Komenskeho, Bratislava, 1969. 333 s.
- CORNA O., ILAVSKA Z. Nalez permských sporomorf v Malych Karpatoch. - Geol. sbornik, 1962, 13, s. 187-196.
- DESSILA-CODARCEA M., SAVU H. Cu privire la interpretarea geologica a datelor obtinute prin metoda k/a in Carpatai Meridionali. - Stud. si cerc. geol., geofis., geograf., Ser. geol., 1967, 12, N 2, p. 351-366.
- DESSILA-CODARCEA M., ILIESCU J. Asupra prezentei depozitelor metamorfizate ale paleozoicului inferior in Carpatai Meridionali Central. - Stud. si cerc. geol., geofis., geograf. Ser. geol., 1967, 12, N 2, p. 311-320.
- DESSILA-CODARCEA M. Relations geologica dans les terrains intensément metamorphises de Roumanie et considerations sur les dates geochronologiques (potassium-argon). - Rev. roum. géol., géophys. et geograf. Ser. geol., 1968, 12, N 2, p. 161-182.
- DRNZIK F. Sprava vyhodnoteni rajonu Novoveskej Huty na zaklade odkrytej i predbežnej geol. mapy. Rukopis, Archiv geol. prieskumu Turč. Teplice, 1959. 251 s.

- GIUSCA D. și a. Asupra stratigrafiei sisturilor cristaline din Munții Apuseni. - Stud. și cerc. geol., geofis., geograf. Ser. geol., 1967, 1, N 12, p. 1-56.
- GULA J. Geologické pomery magnezitového ložiska Lubeník a jeho okolia. - Geol. práce GUDS. SAV Zpr., 1959, z. 16, s. 79-100.
- HEGEMANN F. Geochemische Untersuchungen über die Herkunft des Stoffbestandes sedimentärer Kieslager. Stuttgart, 1950. 121 S.
- ILAVSKÝ J. Geologia rudných ložísk Spišsko-gemerskeho Rudohoria. - Geol. práce GUDS. SAV Zpr., 1957, z. 46, s. 51-95.
- ILAVSKÝ J. Niektore problémy metalogenézy v Spišsko-Gemerskem rudohori. - Acta geol. et geograf. Univ. comenianae. Geologica, 1959, 2, s. 145-156.
- ILAVSKÝ J. Smolník gisement stratiforme polymetamorphise de minerais sulfures. - Geol. sborník, 1964, 15, s. 81-98.
- INDRICIANU T. and co. Considerații geologice mineralogice și geochemice asupra zacamintului de mangan din M. Dadu (Carpații Orientali). - An. sti. Univ. Iasi. Sec. II, B, 1966, 12, p. 33-43.
- JANOVICI V., PITULEA G. Studii radiostatigrafice în cristalinul Carpaților Orientali. - Stud. și cerc. geol., geofis., geograf. Ser. geol., 1965, 10, N 1, p. 107-112.
- JANOVICI V., PITULEA G., LEMNE M. Contribuții la studiul respindirii elementelor radioactive în formațiunile cristalofiliene din Carpații Orientali. - Stud. și cerc. geol., geofis., geograf. Ser. geol., 1967, 12, N 2, p. 267-286.
- KANTOR J. Príspevok k poznaniu veku niektorých granitov a s nimi spätých ložísk Západných Karpát. - Acta geol. et geograf. Univ. comenianae. Geologica, 1959, 23, s. 63-73.
- KANTOR J. Isotopen des "gewöhnliches" Bleies auf einigen Erzlagerstätten der West Karpathen. - Geol. práce GUDS. SAV Zpr., 1962, 61, s. 175-200.
- KANTOR J., RYBAR M. Sulphur ISOTOPES at the Smolník and Mníšek nad Hnilcom Suifide Deposits of the Cambro-Silurian Series, Spiš-Gemer Ore Mts, Czechoslovakia. - Geol. sborník, Carpathica SAV, 1970, 21, N 1, s. 3-42.
- KRAJEWSKI R. Sprawozdanie z poszukiwan rudy manganu na Preluczny w gorach Czywczyńskich Panswoy Inst. - Geol. Bull., 1938, N 2, s. 17-31.
- KRÁUTNER H. Die Genesis der Sulfidlagerstätten aus den kristallinen Schiefen der Ostkarpaten. - Rev. roum. géol., géochim., geograf. Sér. geol., 1966, 10, N 2, p. 161-184.
- MAŠKA M. a j. Tectonický vyvoj Československa. Praha, 1961. 427 s.
- NAUMOVA S.N. și a. Asupra preentei rifeenului în unele formațiuni cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali. - Comun. Acad. RPR, 1962, 12, N 11, p. 1235-1238.
- PETRULIAN N., STECLACI L. Geochemical contributions to the genesis of the deposit at Lesul Ursului-Romania. - Rev. roum. géol., géophys. et géograf. Ser. géol., 1967, 11, N 1, p. 3-14.
- POLAK St. Relikty itrastratifikáčnych korilácii v metamorfových pezińských pyritových srudnenisch. - Geol. práce GUDS. SAV Zpr., 1956, z. 8, s. 78-87.
- POUBA Z. Současne problemu metalogenere. - Geol. průzkum, 1970, 12, č. 1, s. 1-3.
- ROJKOVIĆ I. Mineralogicko-geochemická charakteristika U-Mo-Cu zrudnenia v perme Spišsko-Gemerskeho rudohoria. - Manuskrift. Archivu SAV, 1967, s. 67-71.

- ROJKOVIĆ I. Mineralogical Geochemical Characterization of U-Mo-Cu Mineralization in the Permian of the Spišsko-Gemerske rudohoria. - Geol. sbornik, Geol. Carpathica, 1968, 19, N 1, s. 179-204.
- ROCKENBAUER W. Zur Geochemie des Selens in Ostalpinen. - Erzen Techermarks mineral and petrograf., 1960, N 3, S. 38-45.
- SAVUL M., POMERLEANU V. Căcărătari paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe localizate în sisturile cristaline din Carpații Orientali din RPR. I Mineral zăcămintele de la Lesul Ursului. - An. șt. Univ. Iași. Sec. II, 1961, N 1, p. 281-305.
- SAVUL M., POMERLEANU V. Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe localizate în sisturile cristaline din Carpații Orientali din RPR. - An. șt. Univ. Iași (ser. nouă). Sec. II, B, 1962, 8, N 1, p. 151-175.
- SNOPKOVÁ P. Zpráva o palynologickom výskume staropaleozoických vzoriek Spišsko-Gemerskeho rudohoria. - Zpr. geol. výzk., 1962, N 1, s. 61-77.
- SOKOLESKU și a. Contribuții la cunoașterea mineralizației stăniferă din minereul de la Baia Borsa-Burloaia. - Rev. mineral., 1962, 13, N 11, p. 85-101.
- TOKARSKI J., PAZDRÓ Z. Pasma gor Czywczynskich. - Roczniki Polsk. tow. geol., 1934, 10, s. 38-47.
- TRDLICKÁ Z. Príspevok k mineralógii Slovenských magnésituzu. - Geol. práce GUDS. SAV Zpr., 1959, z. 56, s. 21-30.
- TRDLICKÁ Z. Mineralógico-geochemický výzkum masťku a polymetalického zrudnení na ložiskách magnésitu na Slovensku. - Geol. práce GUDS. SAV Zpr., 1961, z. 24, s. 5-70.
- TRDLICKÁ Z., KUPKA F. K zjištění teploty vzniku metasomatických magnésitu ve Spišsko-Gemerskem rudohori pomocí dekrapitační metody. - Geol. sbornik, 1964, 15, N 1, s. 61-70.
- VAJDEA E. Contributions à la datation de quelques galènes de Roumanie à partir de la détermination de leur composition isotopique. - Dari de Seama ale Sădintelor (1965-1966), 1968, 53, N 3, p. 409-424.
- VINCE J., OPAUCSKU J., HORVATH J.  $S^{32}/S^{34}$ -izotopok eloszlassa es szerepe a Mecseki uranércesedsben. - Foldtani Kozlony - Bull. of the Hungarian Geol. Soc., 1970, 1, old. 55-65.
- VIRÁGH K., VINCZE J. A mecseki uranérclehelő képződésének sajátosságai. - Foldtani Kozlony. - Bull. of the Hungarian Geol. Soc., 1967, 97, old. 39-59.
- VIRÁGH K., SZOLNOKI I. Baktériumok szerepe a mecseki uranérc keletkezésében es későbbi átalmozásában. - Foldtani Kozlony - Bull. of the Hungarian Geol. Soc., 1970, 100, N 1, old. 43-53.
- ZAKOVSKY R. Nove poznatky z pruzkumu rudnich lozisek v oblasti Malych Karpat. - Geol. práce GUDS. SAV Zpr., 1962, z. 62, s. 171-185.
- ŽUKOV F. I. Jedna z variant rozdělení svrchnepermských sedimentů Spišsko-Gemerskeho rudohori. - Geol. práce GUDS. SAV Zpr., 1963, zpr. 30, s. 39-45.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава I. Основные черты геологического развития Карпато-Балканской области в палеозое . . . . .	5
Глава II. Краткий стратиграфический очерк палеозоя . . . . .	7
Глава III. Древний магматизм . . . . .	17
Глава IV. Главнейшие стадии развития Карпато-Балканской области в палеозое . . . . .	22
Глава V. Месторождения начальной стадии развития древней геосинклинали . . . . .	29
Колчеданные месторождения Малых Карпат (район Пезинок - Перник) . . . . .	30
Месторождения Восточных Карпат . . . . .	38
Вулканогенные рудные месторождения в породах силура . . . . .	67
Месторождение Смольник . . . . .	68
Урановая минерализация в сланцах силура . . . . .	75
Глава VI. Месторождения конечной стадии развития древней геосинклинали . . . . .	96
Вулканогенные месторождения комплексных руд в породах перми . . . . .	96
Месторождения I группы . . . . .	97
Месторождения II группы . . . . .	121
Метаморфогенные месторождения магнезита в Центральных Карпатах . . . . .	126
Глава VII. Отличительные особенности формирования рудных месторождений в породах низких ступеней метаморфизма складчатых областей . . . . .	134
Глава VIII. О генетической классификации вулканогенных месторождений складчатых областей . . . . .	148
Литература . . . . .	161

Фридрих Иванович Жуков

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ПОРОДАХ НИЗКИХ СТУПЕНЕЙ  
МЕТАМОРФИЗМА КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ОБЛАСТИПечатается по постановлению ученого совета  
Института геохимии и физики минералов Академии наук УССРРедактор Р.И.Бычкова  
Обложка художника С.В.Назарова  
Художественный редактор И.П.Савицкая  
Технический редактор В.С.Литвишко  
Корректор А.Ф.Науменко

Информ. бланк. 2010.

Подп. к печ. 17.05.78. БФ 00704. Формат 60x84/16. Бумага офс. №1.  
Усл.печ.л. 10,58. Уч.-изд.л. 10,31. Тираж 750 экз. Заказ 7-710.  
Цена 1 руб.Издательство "Наукова думка". 252601, Киев-4, ГСП, Репина,3.  
Киевская книжная типография научной книги Республиканского про-  
изводственного объединения "Полиграфкнига" Госкомиздата УССР.  
252004, Киев-4, Репина, 4.

1 руб.

2467

«НАУКОВА ДУМКА»