


С. В. Нечаев



Геолого—
геохимическая
природа
оруденения

в осадочном
чехле
западной части
Восточно—
Европейской
платформы

С. В. Нечаев

Геолого-
геохимическая
природа
оруденения

В осадочном
чехле
западной части
Восточно-
Европейской
платформы

3759



УДК 553.277

Геолого-геохимическая природа оруденения в осадочном чехле западной части Восточно-Европейской платформы. Нечаев С. В. К., «Наук. думка», 192 с.

В монографии на примере сульфидного свинцово-цинкового и флюорито-баритового оруденения в толщах венда и нижнего палеозоя западной части Восточно-Европейской платформы исследовано происхождение стратифицированных месторождений. Особое внимание уделено проблеме источников рудообразующих компонентов и предложено принципиально новое решение актуальных вопросов теории рудообразования.

Генетические построения аргументированы выявленными геологическими закономерностями рудоконцентрации, результатами изучения вещественного состава оруденения и геохимическими, в том числе комплексными изотопными данными.

Работа выполнена в аспекте основных методологических установок нового направления в литологии — геохимии осадочных пород и руд — и рассчитана на геологов и геохимиков.

Ил. 79. Табл. 39. Список лит.: с. 181—189 (202 назв.).

Ответственный редактор Е. Ф. Ш н ю к о в

Рецензенты Б. Ф. М и ц к е в и ч, Ю. П. Е г о р о в

Редакция литературы о Земле

Оруденение в западной части Восточно-Европейской платформы представлено концентрациями сульфидов цветных металлов, а также флюорита, барита и фосфоритов. Такая специализация — региональное явление, характерное для своего рода металлогенического пояса, включающего крупнейшие в Европе месторождения с четкой стратиграфической локализацией в разрезе венд-палеозойского осадочного чехла.

Проблеме генезиса стратифицированного оруденения придается огромное значение. Дискуссионность проблемы, освещенная В. И. Смирновым (1966) на Первом Международном симпозиуме по генезису стратифицированных свинцово-цинково-барито-флюоритовых месторождений, еще больше обострилась и поэтому вполне закономерно, спустя десятилетие, ее обсуждение Международным геологическим конгрессом.

Общезвестная генетическая принадлежность месторождений данной группы к так называемому телетермальному типу подлежит пересмотру. Поэтому установление истинной природы этого оруденения коренным образом может изменить не только сложившиеся теоретические представления о его происхождении, но и сам методический подход к его изучению, а также к перспективной и промышленной оценке вновь выявляемых объектов и давно известных, уникальных по своим масштабам месторождений, широко распространенных во многих районах мира, включая СССР.

Своеобразие оруденения западной части Восточно-Европейской платформы заключается в том, что в отличие от общезвестной, «традиционной», приуроченности стратифицированного оруденения к карбонатным толщам, ведущая роль в рудоконтроле в этой обширной области принадлежит обломочным формациям. Необходимо подчеркнуть довольно слабую в целом изученность стратифицированного оруденения и его природы в терригенных отложениях.

Различная пространственная близость рудоносных районов на западе платформы к смежным геосинклиналям в значительной мере предопределила существующие представления о генетической связи оруденения и в осадочном чехле с эндогенными процессами. Более того весьма существенным препятствием для понимания истинной природы оруденения является бытующее в геологической литературе неверное представление геологов-рудников о несопоставимости геотектонической] позиции рудоносных формаций и самого оруденения северо-западной

и юго-западной частей платформы. Географическая совмещенность рудоносных отложений северо-западной части платформы с горной цепью каледонид Скандинавии и употребляемое в литературе понятие «зона каледонской орогении» как бы само по себе исключает наличие здесь платформенных формаций. Однако все обстоит иначе и поэтому *чрезвычайно важно* показать идентичность сравниваемых рудоносных отложений, правомерность сопоставления конкретных объектов, особенно в связи с исключительным в Европе экономическим значением оруденения «каледонской зоны».

Настоящая монография — результат 15-летнего периода исследований, включавших геологопоисковые работы автора в рудоносных районах Украинского щита и Чешского массива, а также научные командировки для непосредственного знакомства с геологией и оруденением Прибалтики, Скандинавии и Карпат.

Разнообразие рассматриваемых объектов дало возможность соединить широкие геологические обобщения с результатами физико-химических исследований и проанализировать процессы рудообразования с позиции геохимических циклов по В. И. Вернадскому. Несомненная рациональность и преимущества подхода к теоретическим вопросам рудообразования с этой позиции обоснованы тем, что *применение более общего принципа естествознания — принципа развития и единства мира, выраженного в идее геохимических циклов, способствует поднятию теории рудообразования на новый более высокий уровень, используя огромный естественно-научный опыт поколений, рассмотрению в едином гармоническом целом разнообразие отдельных эмпирических закономерностей, на первый взгляд лишенных какой-либо взаимной связи* (Наумов, 1972).

Поскольку происхождение рудных месторождений тесно связано с образованием вмещающих осадочных пород и всей историей геологического развития конкретного рудоносного района, а не только отдельных его месторождений и рудопроявлений (Страхов, 1953; Шатский, 1954), взамен традиционным ортодоксальным «эндогенным» представлениям был избран путь естественно-исторического анализа, более трудоемкий, но, очевидно, *методически единственно правильный при изучении сложных природных объектов*. Именно такой подход дал возможность выявить закономерности в размещении оруденения, контролирующие его геологические факторы и обосновать поисковые критерии.

Разработка проблемы генезиса стратифицированного оруденения является новым перспективным направлением научных исследований на Украине.

Осуществить настоящую работу, изложить материал в свете сложившихся представлений и личных наблюдений оказалось возможным только благодаря тщательному изучению огромного геологического наследия, *комплексной интерпретации нового фактического геологического материала, собранного с помощью советских и зарубежных коллег, а также значительного объема различных аналитических и экспериментальных данных, полученных при обработке авторских коллекционных сборов в лабораториях ИГФМ АН УССР, ГИН АН СССР и ГЕОХИ АН СССР им. В. И. Вернадского*.

Автор признателен А. С. Махначу, Г. Б. Наумову, В. М. Попову, А. И. Тугаринову и Е. Ф. Шнюкову за ценные советы и критические замечания.

**ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕНДСКИХ
И НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ
ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Отложения венд-нижнепалеозойского возраста широко распространены в западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и ее складчатом обрамлении, частично охватывая Скандинавию, значительные площади в Прибалтике, Белоруссии, Польше, западной части Украины и Молдавии.

Оруденение в толщах венда и нижнего палеозоя характеризуется четко выраженной специализацией и приуроченностью к определенным стратиграфическим уровням (рис. 1).

Платформа, особенно ее юго-западная и северо-западная части (Подольский и Скандинавский секторы * соответственно), явилась стратотипическим регионом для отложений венда и нижнего палеозоя.

Типичным для образований венда является их положение в составе чехла древних платформ и миогеосинклинальных зон в качестве наиболее широко сохранившегося древнейшего предкембрийского покрова, перекрывающего обычно все более древние образования рифейских авлакогенных толщ и самого фундамента, а также очень тесная историко-геологическая и историко-биологическая связь с наиболее древними отложениями кембрия и палеозоя вообще (Соколов, 1974).

Юго-западный (Подольский) сектор платформы

В юго-западной части платформы отложения венда и нижнего палеозоя распространены на огромной территории, обнажаясь в пределах Молдавии и Украины вдоль западного склона Украинского щита (УЩ). Венд-нижнепалеозойский чехол залегает или на рифейской полесской серии, или непосредственно на древнем кристаллическом фундаменте.

Фундамент, поверхность которого расположена наиболее высоко в пределах поперечного Подольского поднятия УЩ,

* Согласно названным Г. Штилле (1968) окраинным районам Фенносарматии.

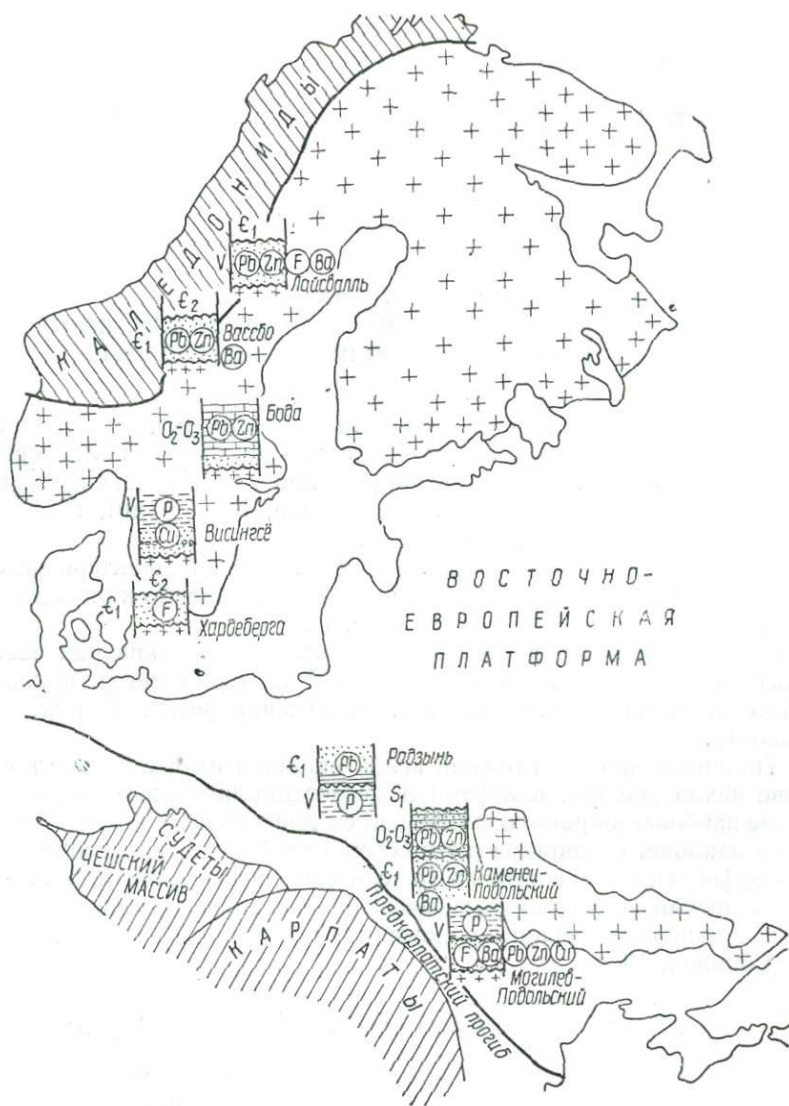


Рис. 1. Схема расположения венд-нижнепалеозойских продуктивных разрезов в западной части Восточно-Европейской платформы.

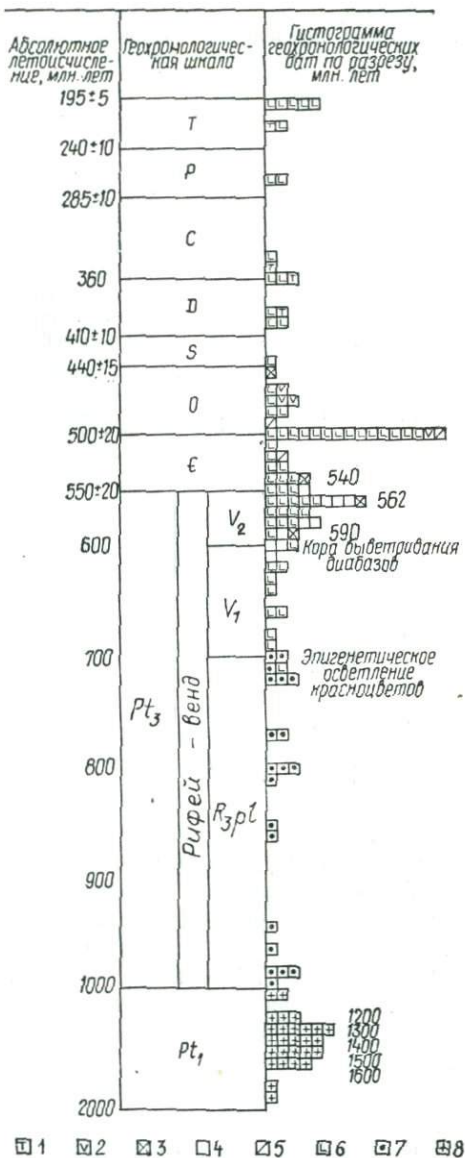
представлен кристаллическими комплексами, характерными для его западной части. Здесь повсеместно установлено омоложение его древних формаций. Возраст их по валовым пробам определяется от 1050 до 1600 млн. лет, а отдельных минералов — биотитов — от 800 до 1400—1640 млн. лет и полевых шпатов — 1220—1485 млн. лет (рис. 2).

Рис. 2. Стратиграфическая схема верхнедокембрийских и палеозойских отложений западного склона Украинского щита с результатами изотопных (калий-аргоновых) датировок:

1 — туфогенные силурийские глины (бентониты); 2 — эффузивы района с. Ильинцов; 3 — глауконит; 4 — аргиллиты валдайской серии; 5 — аргиллиты нижнего кембрия; 6 — эффузивы волынской серии; 7 — песчано-глинистые отложения полесской серии; 8 — гранитоиды кристаллического фундамента.

На кристаллическом фундаменте залегают неметаморфизованные толщи верхнего докембрия (рифей, венд) и палеозоя. Традиционным является деление венда на волыньскую и валдайскую серии (Келлер, 1974), а в сводном стратиграфическом разрезе верхнего докембрия юго-запада ВЕП выделяются полесская, волыньская и валдайская серии.

Полесская серия распространяется от Волыни на территорию Белоруссии (Волыно-Оршанский авлакоген) и Польши. Она представлена красноцветными терригенными отложениями, изотопный возраст которых изменяется от 700 до 1055 млн. лет (табл. 1, рис. 2). Эти отложения возникли в результате перееотложения коры выветривания пород кристаллического фундамента. Судя по минеральному составу пород полесской серии, главные носители калия (и аргона) в них — полевые шпаты и слюды. Поскольку эти минералы являются обломочными продуктами, претерпевшими ничтожную постседиментационную регенерацию, то, учитывая некоторые потери аргона в процессе их частичного выветривания и транспортировки из области питания к седиментационному бассейну, а также в процессе регенерации, наиболее древние цифры изотопного возраста — 1055 млн. лет, вероятно, определяют начало



□ 1 □ 2 □ 3 □ 4 □ 5 □ 6 □ 7 □ 8

палеозойских отложений западного склона Украинского щита с результатами изотопных (калий-аргоновых) датировок: 1 — туфогенные силурийские глины (бентониты); 2 — эффузивы района с. Ильинцов; 3 — глауконит; 4 — аргиллиты валдайской серии; 5 — аргиллиты нижнего кембрия; 6 — эффузивы волынской серии; 7 — песчано-глинистые отложения полесской серии; 8 — гранитоиды кристаллического фундамента.

Таблица 1

Результаты определения изотопного возраста отложений полесской серии

Седимента- ционный ритм (по Б. И. Вла- сову)	Номер сква- жины	Глуби- на, м	Порода	К, вес. %	^{40}Ar , г/г · 10 ⁻⁷	Возраст, млн. лет
V	2—СП	607	Аркозовый гравелит (горбашевский)	4,7	2,848	725
	105	46	Песчаник серый каоли- низированный	4,33	3,150	850
	2—СП	627	Песчаник светло-серый	3,00	1,940	760
	2—СП	630	Песчаник красно-бурый	3,55	2,456	815
	105	65	Алевро-аргиллит	4,77	3,293	810
IV	105	117	Алевро-аргиллит вишне- во-красный	5,20	4,307	940
	105	121	Алевро-песчаник серый	6,00	3,560	720
III	105	123	Песчаник бурый	3,75	2,189	710
	105	143	Песчаник светло-серый	5,53	3,152	700
	110	278	Песчаник красно-бурый	2,61	2,492	1055
II	105	317	Аргиллит темно-бурый	4,00	2,687	795
	110	355	Алевролит бурый	3,85	2,865	863
I	105	328	Песчаник красно-бурый	3,48	2,972	965
	105	342	» » »	3,75	3,293	980
	105	481	Песчаник светло-серый	3,05	1,780	715

седиментации полесской серии не ранее этой даты, т. е. не раньше «омоложения» фундамента. На время окончания седиментации полесской серии косвенно могут указывать, с одной стороны, значения возраста верхней части разреза полесской серии — 760—815 млн. лет и залегающих выше — в подошве волынской серии — горбашевских слоев (725 млн. лет — вероятно, переотложенное «полюсье»), а с другой стороны, самые низкие значения возраста — 700 млн. лет, полученные по эпигенетически осветленным красноцветам (см. табл. 1 рис. 2).

Волынская серия в стратотипе и основных разрезах представлена вулканогенными образованиями (трапповая формация). Площадь ее распространения на юго-западе платформы в общем совпадает с площадью развития отложений полесской серии, выходя за пределы последней в юго-восточном направлении (рис. 3). В составе трапповой формации Волыни выделены эффузивный и гипабиссальный комплексы (Воловик, 1971), а также континентальные терригенные отложения. Пирокластические породы слагают отдельные крупные поля мелкообломочных туфов и туфогенно-осадочных пород. Строение туфогенной толщи этих полей неоди-

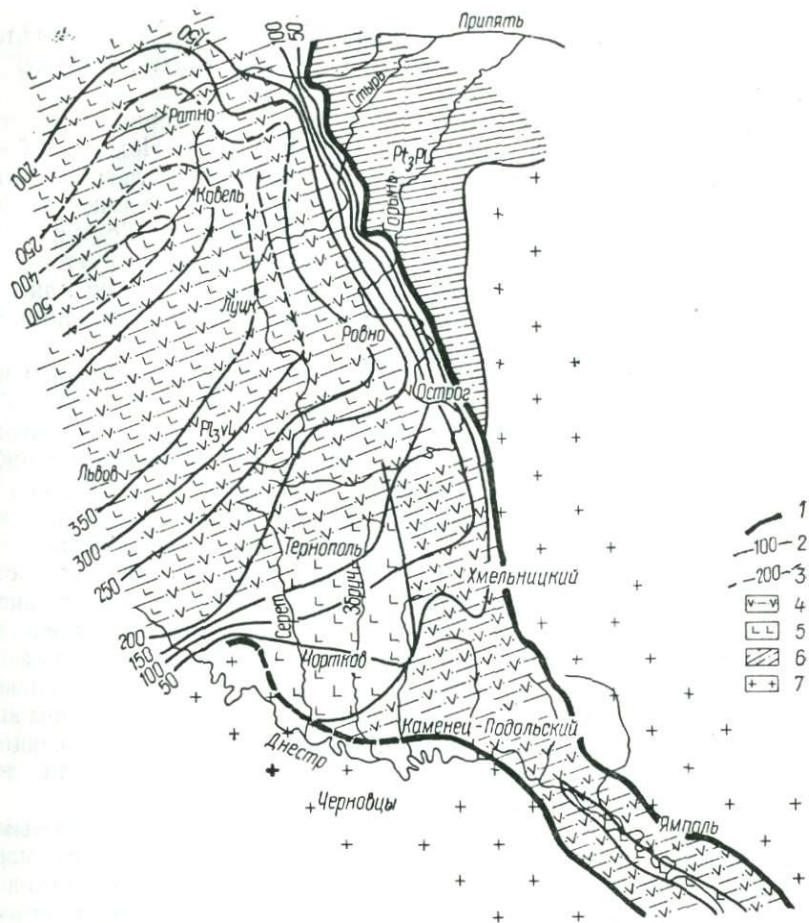


Рис. 3. Распространение отложений полесской и волынской серий на западном склоне Украинского щита, по Л. И. Константиненко и В. В. Труханюку:

1 — граница распространения отложений волынской серии; 2 — изопахиты достоверные; 3 — изопахиты предполагаемые; 4 — туфогенно-осадочные отложения; 5 — эффузивные породы; 6 — отложения полесской серии; 7 — породы кристаллического фундамента.

наково. Наиболее широко распространена эффузивно-пирокластическая толща, сложенная потоками лав и туфов различной мощности и протяженности, многократно переслаивающимися в разрезе. Гипабиссальный комплекс развит на Волини, где по структурному положению подразделяется на внутри- и межформационные образования (Воловник, 1971). И если первые залегают на различных гипсометрических уровнях осадков полесской серии, то вторые приурочены к границе отложений полесской и волынской серий.

Волынский тип разреза прослеживается на территории Польши (Лендзион и др., 1965) и Белоруссии, где, кроме траппов в

центре Брестской впадины, установлена мощная толща небазальтовых вулканитов — дацитов, липарито-дацитов, трахилипаритов и их туфов (Махнач и др., 1974).

К юго-востоку от Волыни в составе волынской серии выделяется каменная свита, развитая в узкой полосе Могилев-Подольский — Каменка. Она представлена диабазами, базальтами, лавобрекчиями, реже — туфами, туфоагломератами и туфопесчаниками, в кровле в различной степени размытыми и выветрелыми. Условно выделяемая как свита, перекрывающая каменскую, — хрустовская по сути представляет собой кору выветривания эффузивов или перетолженные ее продукты, более широко распространенные по площади, чем вулканогенные породы.

По отложениям волынской серии есть много определений изотопного возраста пород (в основном по образцам Л. Г. Бернадской). Однако только возраст 620—710 млн. лет согласуется со стратиграфическим положением данной серии (см. рис. 2). Остальные же цифры датируют более молодые рубежи. Очевидно, расходящиеся с геологическим возрастом геохронологические даты обусловлены омоложением пород волынской серии в более поздние этапы тектонической активизации юго-западного края платформы. Сомнительность валдайского возраста основных эффузивов (наиболее значительная группа геохронологических дат, см. рис. 2) определяется еще и тем, что: 1) литологические особенности валдайской серии указывают на прекращение траппового вулканизма на рубеже волынского и валдайского времени; 2) изотопный возраст продуктов коры выветривания пород волынской серии, непосредственно подстилающих валдайскую толщу («хрустовская свита»), составляет 600 млн. лет (Нечаев и др., 1969; Нечаев, 1974а).

Валдайская серия представлена олигомиктовыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами суммарной мощностью в наиболее полных разрезах до 340 м. На юго-западном склоне щита она достаточно четко подразделяется (снизу вверх) на могилевскую, ярышевскую, нагорянскую и каниловскую свиты. Поскольку каниловская свита по объему соответствует гдовскому и котлинскому горизонтам, мы рассматриваем ее как верхневалдайскую часть серии, а первые три свиты — как нижневалдайскую.

Отложения могилевской свиты подстилаются образованиями либо хрустовской, либо грушкинской свиты (Зайка-Новацкий, 1970), а в местах их отсутствия — непосредственно породами фундамента.

Систематическое изучение изотопного возраста отложений валдайской серии выполнено по разрезу юго-западного склона УЩ (Нечаев и др., 1969). Геохронологическим исследованиям сопутствовали литологические наблюдения, согласно которым: 1) установлена иллитовая составляющая глинистых минералов в аргиллитах (Вульчин, 1964); 2) показано, что породы разреза в целом несут значительные постседиментационные преобразования их минераль-

Таблица 2

Изотопный возраст пород и минералов кристаллического фундамента и отложений венда юго-западного склона УЩ, млн. лет

Свита	Слой	Порода		Минерал		
		Аргиллит	Алевролит	Глауконит	Калиевый полевой шпат	Биотит
Каниловская		580, 600				
Нагорянская	Калиосские	—	600	562 (данные Б. М. Келлера)	—	—
	Джуржевские	615	—	—	1100	—
Ярышевская	Зиньковские	565	—	—	—	—
	Бронницкие	563, 575	—	—	—	—
	Бернашовские	560	—	—	1025	—
	Лядовские	—	590	590 (данные Т. Н. Алиховой)	980	—
Могилевская	Ямпольские	550	—	—	1130, 1190	—
	Ломозовские	—	730, 760	800 (данные Г. А. Казакова)	—	1340
	Ольчедаевские	720 (микалитовый)	860	—	1000	—
	Грушкинские Хрустовские (перетолженная кора выветривания основных эффузивов каменной свиты)	580 600	— —	— —	— —	— —
Кристаллический фундамент		—	—	—	1220	1400
		—	—	—	1270	1640
		—	—	—	1270	795 *

* Изотопный возраст по мусковиту составляет 1580—1650 млн. лет.

ного состава, в результате чего возникают гидрослюды и калиевый полевой шпат (Копелиович, 1965); 3) определено значительное распространение гидрослюд в аргиллитах (Крашенинникова, 1956; Вульчин, 1964; Копелиович, 1965). Минералогическими и рентгенометрическими исследованиями образцов в ИГФМ АН УССР установлено, что аргиллиты соколецких, калиосских, джуржевских и зиньковских слоев имеют качественно сходный состав — кварц, каолинит, гидрослюда и ничтожная примесь полевого шпата.

Минеральный состав бронницких туфогенных аргиллитов — кварц и гидрослюда. Кроме главных составных компонентов алевролитов ломозовских слоев — кварца, каолинита и гидрослюда — существенную роль в них играет обломочный калиевый полевой шпат или слюды. Следовательно, основные носители калия (и аргона) в изученных породах — гидрослюда, слюда и калиевый полевой шпат. Возраст 550—615 млн. лет для пород, практически лишенных обломочных калийсодержащих минералов, указывает на время постседиментационного преобразования отложений валдайской серии. Обращает внимание удовлетворительное совпадение цифр возраста (табл. 2) по породе и глаукониту (Гаррис и др., 1964). Изотопный возраст 800 млн. лет, полученный по глаукониту из ломозовских слоев, не может служить опорным (по Казакову и др., 1970), так как еще А. В. Копелиович (1965) указывал на образование глауконита в ломозовских слоях по обломочному биотиту (микалитовые прослойки) и это подтверждено нашими исследованиями.

Принадлежность рассматриваемых отложений к венду обоснована находками медузоидов (Заика-Новацкий и др., 1968). Следовательно, изотопный возраст пород соответствует стратиграфическому положению отложений валдайской серии. Совершенно достоверно, что результаты изотопного анализа, указывающие на более древний возраст отложений валдайской серии, вызваны примесью обломочных калийсодержащих минералов (слюды и полевого шпата), а изменение цифровых значений возраста в широком интервале, очевидно, зависит от количества и первичной природы этих минералов. Так, возраст алевролитов из ломозовских слоев с небольшой примесью обломочных слюд составляет 720—760 млн. лет, а из ольчедаевских, в которых обычно много калиевого полевого шпата, — до 860 млн. лет. Вместе с тем изотопный возраст хлоритизированного биотита из ломозовских микалитов 1340 млн. лет, а калиевого полевого шпата из ольчедаевских слоев — 1000 млн. лет. Изучение изотопного возраста фракций слюд и калиевого полевого шпата из пород фундамента и песчаников различных слоев (см. табл. 2) лишней раз подтвердило, что только наличие в осадочных породах обломочных калийсодержащих минералов может существенно изменить калий-аргоновое отношение, а следовательно, и возрастные даты (как результат принадлежности этих минералов к древним и в разные этапы омоложенным областям сноса). Исключая аномальные значения изотопного возраста, можно говорить о накоплении и постседиментационном преобразовании отложений валдайской серии в возрастных границах 550—600 млн. лет.

Нижнепалеозойские отложения в юго-западном секторе платформы представлены нижним кембрием, средним — верхним ордовиком и силуром.

Н и ж н и й к е м б р и й — песчано-глинистые образования балтийской и бережковской серий (Жирьянов, 1971). Бережковская серия, сложенная светло-серыми кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, отделена пачкой базальных конгломератов

тов и гравелитов от балтийской, которая литологически тесно связана с подстилающей валдайской серией венда.

Достоверно кембрийские отложения установлены и на юге Днестровско-Прутского междуречья, где они представлены неравномерно пиритизированной толщей алевролитов, над которой залегают пиритизированные тонкослоистые черные аргиллиты (Сухов, 1972). По всей вероятности, это более высокий стратиграфический уровень кембрия, возможно средний — верхний отделы, известные также во Львовском прогибе и Польше (Лендзион и др., 1965).

Средний — верхний ордовик (молодовский горизонт) на западном склоне УЩ представлен в кровле известняками, а в основании — волнисто-слоистыми песчаниками, которые трансгрессивно залегают на более древних разновозрастных толщах.

Силур — преимущественно карбонатные отложения, трансгрессивно залегающие на более древних. Встречаются прослои туфов (бентониты).

Силурийская толща постепенно сменяется нижнедевонскими песчано-глинистыми отложениями типа олд-ред.

Венд-нижнепалеозойский осадочный чехол в юго-западном секторе платформы образует моноклиналь, в общем полого погружающуюся на запад и юго-запад. Из районов Молдавии и западной части Украины отложения венда и нижнего палеозоя прослеживаются без существенных изменений далее на северо-запад, где на территории Польши стратиграфически коррелируются с разрезом, переходным к подвижной зоне в Свентокшских горах (Лендзион и др., 1965).

В складчатом обрамлении юго-западного сектора платформы формации венда и нижнего палеозоя погружены в основном на значительные глубины. Тем не менее об их почти повсеместном здесь распространении свидетельствуют материалы глубокого бурения, а также фрагментарные выходы на поверхность в Добрудже, Карпатах и Судетах. Область, опорная для возрастного расчленения венда в юго-западном складчатом обрамлении ВЕП, находится в центре Чешского срединного массива. Согласно Р. Кеттнеру (Мобус, 1966), допалеозойский баррандиум здесь подразделен на доспилитовую, спилитовую и постспилитовую серии. К венду относятся спилитовая и постспилитовая серии, тогда как доспилитовая — вероятный стратиграфический аналог молданубикума — имеет рифейский возраст (Нечаев, 1968). Неметаморфизованные отложения венда — граувакки — установлены также севернее Саксонских гранулитовых гор в окрестностях г. Лейпцига и в тектонической зоне долины Эльбы, а восточнее стратиграфическим аналогом постспилитовой серии являются граувакки района Лаузитца (Мобус, 1966). Следует заметить довольно сходное распространение отложений нижнего палеозоя, начиная с фаунистически доказанного среднего кембрия, в пределах Чешского массива (Svoboda, 1964) и к северу от него (Мобус, 1966).

Северо-западный (Скандинавский) сектор платформы

В северо-западном секторе платформы венд-нижнепалеозойский осадочный чехол, сохранившийся в Скандинавии, имеет наиболее полный разрез на территории Швеции (рис. 4).

Помимо эрозионных останцов и «бассейнов» в тектонических депрессиях на поверхности Балтийского щита (БЩ) в центральной и южной частях страны, отложения венда и нижнего палеозоя занимают обширные районы Балтийского моря. Пожалуй, наиболее значительная площадь отложений чехла на северо-западном склоне щита, где они прослеживаются вдоль границы с Норвегией от центральной Швеции (Даларна) в заполярье (Шведская Лапландия), будучи в значительной степени перекрыты каледонскими надвигами — покровами. Согласно некоторым скандинавским авторам, верхнедокембрийско-нижнепалеозойский автохтон северо-западного склона БЩ относится к «восточным» миогеосинклинальным фациям каледонид (Руттен, 1972). Последнее можно считать дискуссионным на основании не только личных наблюдений автора по геологическим разрезам Швеции, но и в результате выводов о сходстве состава и условий залегания осадочных толщ на щите и его каледонском склоне (Asklund, 1960). Кроме того, представление о миогеосинклинальном характере автохтонного нижнего палеозоя «восточных фаций каледонид» опровергается существенно отличающимся от них значительной мощностью разрезом кембро-силура района г. Осло, отражающим переход от геосинклинальных каледонид к стабильной эпиконтинентальной области (Руттен, 1972). Определенные недоразумения возникают и потому, что в каледонский цикл включаются значительно более древние, чем нижнепалеозойские, формации (Асклунд, 1964; Руттен, 1972).

Фундаментом осадочного венд-нижнепалеозойского чехла являются древнейшие формации БЩ, представленные главным образом породами свекофенского, а также карельского, готского, дальсландского и иотнийского циклов, изотопный возраст которых 2100—920 млн. лет (Magnusson, 1960). Возрастной диапазон 1130—920 млн. лет отвечает дальсландской регенерации более древних формаций в тектонически нарушенных зонах западной части щита.

Выступы фундамента — «окна», по О. Куллингу (Kulling, 1960), — прослежены также внутри каледонской горной цепи, где они окаймлены слабо дислоцированными автохтонными немymi песчаниками и сланцами, а также квасцовыми сланцами кембрия.

В некоторых районах Швеции на породах фундамента сохранилась кора выветривания мощностью до нескольких метров (Kulling, 1960).

В сводном стратиграфическом разрезе осадочного чехла снизу вверх выделяются: спарагмитовые, эокембрийские (варяжские) и нижнекембрийские серии.

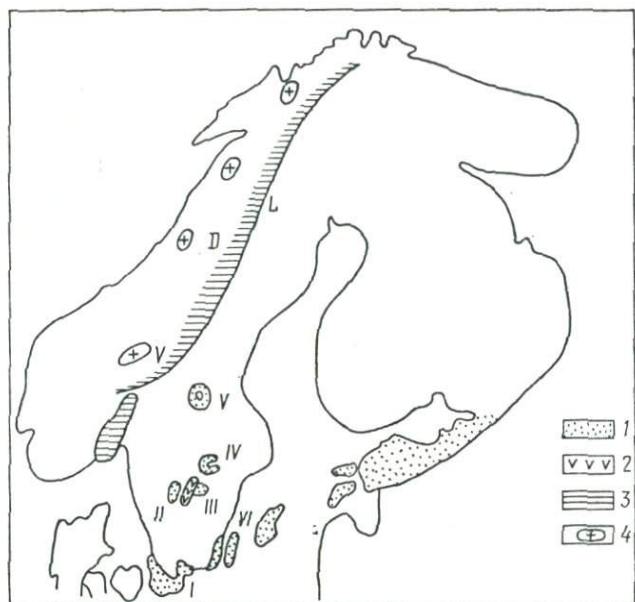


Рис. 4. Отложения венд-нижнепалеозойского чехла в Скандинавском секторе платформ:

1 — эпиконтинентальный кембро-силур в геологических районах Сконе (I), Вестергетланд (II), Эстергетланд (III), Нерке (IV) Сильян (V), Балтика (VI); 2 — серии вистингсё; 3 — автохтонные венд-нижнепалеозойские отложения западного склона Балтийского щита; 4 — «окна» докембрийского фундамента в зоне каледонид; месторождения: L — Лайсваль, D — Доротея, V — Вассбо.

Спарагмитовые серии неравномерно распространены вдоль высокогорной границы каледонид, приурочиваясь к локальным бассейнам — депрессиям фундамента, ориентированным перпендикулярно к горной цепи (Asklund, 1960). Нижняя часть спарагмитов — формация серого спарагмита представлена конгломератами, аркозами, сланцами, а также известняками и доломитами. Серый спарагмит несогласно перекрывается красным спарагмитом, мощность которого может достигать нескольких сотен метров.

Эокембрийские серии, соответствующие венду, в отличие от спарагмитовых, распространены почти повсеместно вдоль каледонской горной цепи, а также на юге Швеции в грабене оз. Веттерн. В предгорных районах наиболее развиты кварциты и сланцы (песчаники с прослоями аргиллитов), представляющие верхнюю — варяжскую — серию. Ниже залегает очень характерная серия красных и зеленых сланцев. Часто базальные отложения верхней — кварцито-сланцевой — серии сложены тиллитами. Последние включают различного размера блоки, состоящие из гранитов, гнейсов, порфиоров фундамента и красных спарагмитов. С тиллитовыми пластами часто ассоциируют красно- и зеленоцветные валунные

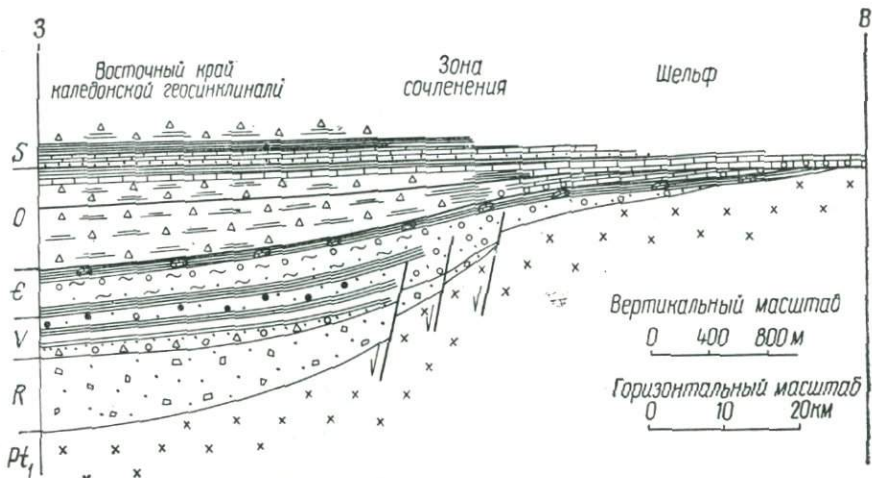


Рис. 5. Региональные стратиграфические соотношения края каледонид и платформенного чехла в Центральной Швеции, по Д. Джи.

глины. Иногда встречается верхнее тиллитовое тело, подстилаемое кварцитами с калиевым полевым шпатом или чистыми кварцитами, определяющими две различные фазы оледенения. Отложения с тиллитами залегают на породах фундамента или на глубоко эродированных спарагмитах. В Лапландии мощность тиллитов изменяется от нескольких метров до нескольких десятков метров (Kulling, 1960).

Верхняя кварцито-сланцевая серия является переходной между немymi отложениями верхнего докембрия — варягия и отложениями с богатой и разнообразной кембро-силурийской фауной. В Шведской Лапландии варяжские кварциты и сланцы (серия лайс, лайсберг, лайсвалль) образуют довольно маломощные пласты, подстилающие отложения нижнего кембрия на форланде автохтона.

Принципиальный характер соотношения эокембрийских серий с подстилающими и перекрывающими их породами показан Б. Асклундом (Askund, 1960), а также на рис. 5.

В грабене оз. Веттерн можно наблюдать в значительной степени сходную последовательность отложений верхнего докембрия в разрезе серий в и с и н г с ё, которая слагается по обнажениям восточного берега озера и о-ва Висингсё толщами: 1) красноцветных песчаников и гравелитов, залегающих на кристаллическом фундаменте; 2) крупноглыбовых и валунных конгломератов — тиллитов (?); 3) переслаивающихся песчано-глинистых отложений; 4) темно-серых аргиллитов с прослоями и линзами карбонатных пород и фосфоритовыми конкрециями. Данная последовательность вполне оправдывает включение в разрез висингсё варяжской и спарагмитовой серий (Гейер, 1967). Во всяком случае, весьма вероятно, что нижняя толща отвечает «красному спарагмиту». Слюды из

отложенный серий висингсё имеют изотопный возраст около 1000 млн. лет и, по мнению Магнуссона (Magnusson, 1960), вынесены из районов, претерпевших дальсландскую регенерацию, а также, вероятно, из горной области на юго-западе Швеции; эта область была пене-пленезирована перед раннепалеозойской седиментацией.

К е м б р о - с и л у р, в соответствии с терминологией скандинавских геологов, распространен в южной и центральной Швеции, а также восточнее каледонской горной цепи (см. рис. 4).

На юге страны кембро-силурийские отложения протягиваются непрерывной полосой через район Сконе и далее вдоль восточного побережья от Кальмара через о-ва Эланд и Готланд к Эстонии. В восточной части каледонид отложения кембро-силура встречаются почти повсеместно как в автохтоне, так и в тектонических чешуях. В центральной Швеции породы нижнего палеозоя сохранились на небольших разрозненных площадях в виде изолированных пятен (см. рис. 4). Есть определенные различия в составе разрезов кембро-силура этих районов, но особенно в тектонической структуре отложений (Thorslund, 1960). Исключением являются отложения кембрия, литологическая последовательность которых сходна в различных районах и которые изменяются от осадков, богатых песком и бедных известью в их нижних частях, до глинистых пород, богатых органическим веществом (квасцовая глина) и с различным количеством известняков в верхах разрезов. Весьма характерны для нижекембрийских отложений песчаники (аналогичные породам месторождений Хардеберга, Вассбо), а для средне-верхнекембрийских — черные квасцовые сланцы. В центральной Швеции кембрийские квасцовые сланцы участками переходят в битуминозные, причем содержание в них соединений углерода столь велико, что они рассматриваются как нефтеносные. Необходимо подчеркнуть значительное сходство по литологическому составу пород кембрийского чехла платформы и так называемой миогеосинклинали при незначительной мощности отложений.

Ордовикские и силурийские отложения представлены в основном известняками. Однако в южной Швеции преобладают сланцы: черные квасцовые сланцы из кембрия переходят в нижний ордовик; выше ордовикский разрез состоит из темных граптолитовых сланцев с прослоями аргиллитов и тонкими слоями известняка, которые сменяют черные и темно-серые сланцы силура. И если мощности отложений ордовика (100 — 200 м) в разных районах сопоставимы, то мощности силура на юге Швеции максимальны и превышают 1000 м (Thorslund, 1960). Верх разреза в Сконе сложен красным песчаником, содержащим чешую и остатки рыб, обычно относимых к верхам силура. Карбонатный тия ордовик-силурийского разреза характерен для центральной Швеции; его особенностью являются рифовые известняки. Как и на юге, разрез венчают красноцветные песчаники (тип Орса), которые П. Торслунд считает нижедевонскими (устное сообщение).

ГЛАВНЫЕ ЦИКЛЫ ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Геологическая история западной части платформы и ее геосинклинального обрамления в венде и раннем палеозое включает два крупных цикла седиментации, магматизма и метаморфизма — байкальский и каледонский. Предшествующие этим циклам геологические события выразились в омоложении древнейших кристаллических комплексов платформы и накоплении обломочного (спарагмитового) материала в локализованных прогибах — авлакогенах, поперечных к соответствующим окраинам ВЕП.

Омоложение формаций кристаллического фундамента в юго-западном секторе платформы характерно вообще для ее западной части (Magnusson, 1960; Комлев и др., 1962; Васильев, 1968). Согласно Н. П. Семененко (1968), омоложение связано с окончанием формирования фундамента платформы 1150—1200 млн. лет тому назад и соответствует постовручской фазе оvrучского тектоорогенического цикла; в Скандинавии омоложение обусловлено дальсландской регенерацией (Magnusson, 1960). О синхронности процессов омоложения пород фундамента свидетельствуют геохронологические даты.

Горные породы омоложенных древнейших формаций Украинского и Балтийского щитов служили ареной процессов выветривания и денудации, основными источниками обломочного материала для верхнедокембрийских осадочных толщ запада ВЕП, на что также указывает изотопный возраст обломочных минералов этих толщ.

Последовательность напластования и геохронологические данные говорят о синхронности формирования полесской и спарагмитовой серий, а разрезы спарагмитовой серии с карбонатными породами очень напоминают отложения рифея Белоруссии, описанные А. С. Махначем (1968).

Байкальский цикл

На рубеже рифея и венда наблюдается значительный перерыв в осадконакоплении, повсеместный не только на ВЕП, что нашло отражение также в геохронологических датах, но и в других районах мира и обусловленный дельийской эпохой тектоно-магматической активности 800—750 млн. лет тому назад (Богданов, Хаин, 1968).

Вероятно, с данной эпохой связано появление межформационных (полесская — волинская серии) габбро-диабазов на юго-западе платформы, очередное омоложение пород фундамента и региональный метаморфизм древнейших отложений в ее складчатом обрамлении (молданубикум). Принимая во внимание стратиграфическую последовательность основных подразделений венда Чешского срединного массива и юго-западной части платформы, а также данные изотопного возраста (табл. 3), можно видеть в общем сходное положение во времени спилитовой серии и волинских трап-

Таблица 3

Изотопный возраст формаций Чешского срединного массива, млн. лет

Стратиграфическое подразделение	Рудные горы		Гранулитовые горы	Тюрингия	Средняя Чехия (Баррандиум и другие районы)
	Западные	Восточные			
Силур	420—445 (Нечаев, 1968)	—	—	—	—
Ордовик	440 (Нечаев, 1968)	—	430 (Ватцнауэр и др., 1966)	—	—
Кембрий	—	—	—	—	510 (Vinogradov e. a., 1962)
Верхний альгонк — кембрий	440—447 (Нечаев, 1968)	—	—	—	—
Постспилитовая серия	400—420 (Vinogradov e. a., 1962)	565—590 (Ватцнауэр и др., 1966)	—	—	560 (Vinogradov e. a., 1962)
Спилитовая серия	—	—	—	—	647 (Šmeikal, 1964)
Доспилитовая серия	—	—	—	790 (Ватцнауэр и др., 1966)	—
Молданубикум	—	—	735—755 (Ватцнауэр и др., 1966)	—	790 (Vinogradov e. a., 1962)

пов (Нечаев, 1968). Очевидно, базальтоидный магматизм и вообще магматизм является отличительной особенностью юго-западного сектора платформы и его складчатого обрамления в венде.

В последнее время в терригенных отложениях, подстилающих вулканы волинской серии, установлены тиллитоподобные образования (Веретенников, 1968). Настоящие же тиллиты — донные морены, доказывающие существование обширных ледниковых шапок (Руттен, 1972), давно известны в Скандинавии. Наличие нескольких стратиграфических уровней тиллитов между спарагмитовыми и варяжской сериями указывает на цикличность оледенения в позднем докембрии. Возможно, что тиллиты и тиллитоподобные образования связаны с одной из серий оледенений (гляциоэпох)

африканской гляциэры 800—570 млн. лет тому назад (Чумаков, 1974), так как в Европе тиллиты и тиллоиды, согласно Н. М. Чумакову, приурочены к венду, а изотопный возраст этого оледенения 620—680 млн. лет и соответствует времени волынского вулканизма.

Отложению валдайской серии предшествовал перерыв, фиксируемый корой выветривания на вулканитах волынской серии. По Б. С. Соколову (1964), Балтийский щит подвергался заметной пенеппенизации и погружению; Украинско-Воронежский щит сохранял значение важного источника сноса материала, к западу от него существовало центральное поднятие Восточной Европы, отделенное южной ветвью вендского бассейна.

Варяжская серия (серия лайсвалль) весьма сходна литологически и по условиям залегания с могилевской свитой юго-запада ВЕП, а в целом с нижневалдайской (доканиловской) частью разреза литологически (плюс фосфориты) сходна верхняя (послетиллитовая) часть серий висингсё.

Б. С. Соколов (1964) указывает на раннекембрийскую трансгрессию из области западной геосинклинали, к которой примыкал эпиконтинентальный бассейн, охватывавший территорию современной южной Швеции, Польши и, как установил В. В. Кирьянов (1971), западной части Украины. Характернейшей чертой является региональное структурно-формационное единство отложений нижнего кембрия и венда. Даже в районах, граничащих с подвижной зоной каледонид в Скандинавии и претерпевших воздействие последних на склон БЩ, устанавливается деформация среднекембрийских и более молодых толщ, тогда как «базальная часть чехла» (Хольтедаль, 1964)—отложения верхнего докембрия и нижнего кембрия — не деформирована.

Обращает на себя внимание определенная синхронность постседиментационного преобразования (560—600 млн. лет) отложений валдайской серии платформенного чехла и метаморфизма, а также магматизма и гнейсификации (Хольтедаль, 1964) в смежной подвижной зоне. По всей вероятности, здесь нашли отражение две главные тектонические фазы: древняя ассинтская (внутрибайкальская) около 600 млн. лет и поздняя ассинтская (позднебайкальская) — в начале кембрия (Штилле, 1968) — около 560 млн. лет.

Байкальский цикл в смежной геосинклинальной области, как видно, не завершился заметным горообразованием: нет ни предгорного прогиба, ни выполняющих его моласс соответствующего возраста, кроме толщи полимиктового конгломерата постспилитовой серии в Чешском массиве.

Каледонский цикл

Послераннекембрийский перерыв седиментации обусловлен региональным поднятием западной части платформы. Он фиксирует границу (Богданов, 1967) между байкальским и каледонским циклами ее развития.

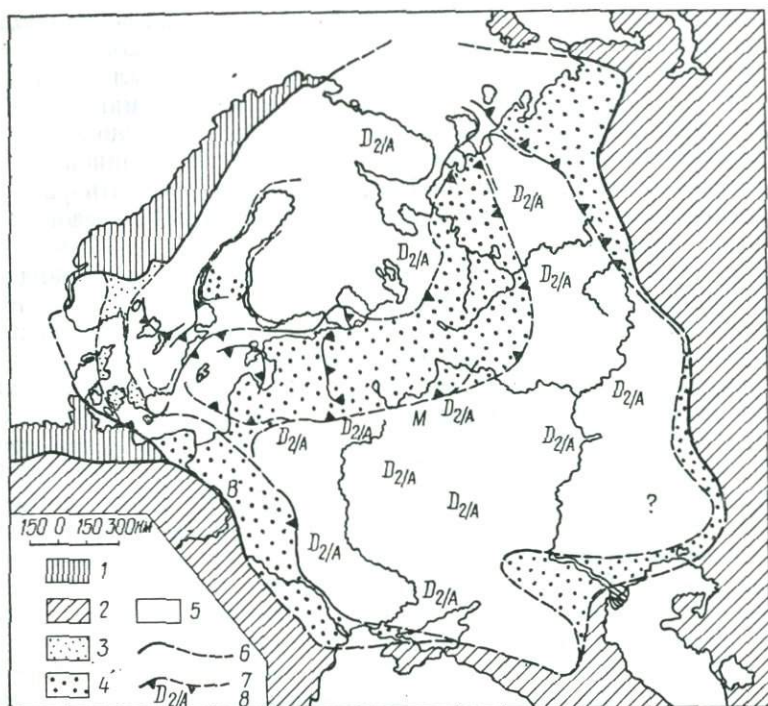


Рис. 6. Каледонская структура Восточно-Европейской платформы, по Н. С. Шатскому (1946):

1 — каледониды; 2 — каледонская геосинклинальная область в герцинской и альпийской складчатых системах; 3 — прогиб Осло-Скандинавия; 4 — синеклизы и краевые прогибы; 5 — щиты; 6 — ограничения платформ; 7 — ограничения синеклиз; 8 — районы, в которых среднедевонские слои залегают непосредственно на докембрийском фундаменте.

Каледонский цикл достаточно отчетливо подразделяется на ранний (средний кембрий — средний ордовик) и поздний (средний ордовик — девон).

В раннекаледонском цикле седиментация происходила в Скандинавском секторе платформы как непосредственно на щите — останцы отложений в тектонических депрессиях в южной и центральной Швеции, так и на его склонах. На платформенном блоке Подольского сектора установлен перерыв в осадконакоплении в течение среднего — позднего кембрия и почти всего ордовика.

Наиболее мощный разрез кембро-ордовика — около 500 м — сформировался в зоне перехода от платформы к каледонской геосинклинали, хорошо изученной в районе Осло (Руттен, 1972). Следует обратить внимание на смещение к западу, по сравнению с предыдущим циклом, области седиментации в раннекаледонском цикле и совмещение ее с намеченным Н. С. Шатским (1946) прогибом Осло-Скандинавия (рис. 6). Как известно, Шатский предполагал распространение этой структуры до Подолья, что в определенной

мере подтверждается глубоким бурением на юго-восточном продолжении Датско-Польской борозды в районе Львовского прогиба. Последний с вендского времени и до девона представлял собой краевую систему (Медведев, 1971), переходную между геосинклинальной и платформенной областями. Поскольку в грабене Осло средний и верхний кембрий представлен той же характерной фацией черных кварцевых сланцев, что и на БЩ, можно предполагать развитие аналогичных отложений и в юго-западном секторе ВЕП в зоне перехода ее к геосинклинали.

Раннеордовикский бассейн из зоны норвежских каледонид распространялся через Прибалтику вдоль юго-западного склона платформы только до Волыни, к югу от которой существовал континентальный мост, объединявший Чешский кристаллический массив и Предкарпатье с УЩ (Соколов, 1964). Ордовикское море в южной части Восточной Европы соединялось с обширным северным бассейном через Центральную Европу, где раннеордовикская трансгрессия устанавливается в тремадоке — Саксо-Тюрингия (Мобус, 1966), Баррандиум (Svoboda, 1964). Ордовикская трансгрессия достигла на платформе максимума в арениге, после чего происходила непрерывная регрессия моря. Для морского бассейна этого времени на территории Польши и Западной Европы характерны бескарбонатные отложения, достигавшие южной Швеции, тогда как в зоне побережья в условиях многочисленных седиментационных перерывов накапливались карбонаты. Барьер суши, связывавший Чешский массив с УЩ, продолжал существовать почти до позднего ордовика (Соколов, 1964).

Неустойчивый характер седиментации на платформенном блоке объясняется активностью смежной геосинклинали.

На рубеже кембрий — ордовик в результате сардской фазы образовалось Сандомирское горное сооружение (Глушко, 1968), а в пределах платформенного блока на юго-западе ВЕП эта фаза отразилась длительным перерывом в осадконакоплении, активизацией вулканизма (неметаморфизованные ортофиры Побужья), что привело к омоложению пород трапповой формации волынской серии — четкий максимум 500 млн. лет (см. рис. 2) и отложений нижнего кембрия — 490—515 млн. лет.

Для геосинклинали раннекаледонского цикла характерен инициальный диабазовый вулканизм в Центральной Европе и Скандинавии. Оливиновые базальты, часто со структурой подушечных лав и с интрузивными телами серпентинитов, скандинавские геологи сопоставляют с зеленокаменными породами аренига Великобритании (Kautsky, 1949). Второй этап вулканизма — базальты, андезиты, кварцевые порфиры, риолиты — согласно фосс依лиям охватывает временной диапазон от второй половины лландейло до карадока включительно (Kautsky, 1949). Интересно при этом синхронность кислого вулканизма в конце второго этапа (рубеж средний — поздний ордовик) и возобновление вулканизма в Побужье (450—470 млн. лет); в Скандинавии этому рубежу соответствует поднятие Экне.

Обращает внимание весьма неустойчивый тектонический режим раннекаледонского цикла: только от аренига до ашгилла в Скандинавии установлено пять региональных поднятий (Kautsky, 1949). Последнее из них — поднятие Хорг, отвечающее таконской фазе, определяет рубеж между ранне- и позднекаледонским циклом.

В конце среднего ордовика море проникло в Подолию через пролив, возникший между пра-Карпатами и УЩ, где по окраинам бассейна формировалась толща известковых песчаников, знаменующая начало п о з д н е к а л е д о н с к о г о ц и к л а. Сопоставимость геологической истории Подольского и Скандинавского секторов платформ в позднекаледонском цикле отражена в литофациальном характере геологических разрезов и крупных перерывах седиментации. С этим циклом связано разрастание Балто-Сарматского материка, в результате чего «...к началу силура основная часть Русской платформы представляла собой сушу, омывавшуюся преимущественно эпиконтинентальным морем на западе» (Соколов, 1964). Совершенно справедливо Б. С. Соколов подчеркивает тесную связь раннесилурийского морского режима с позднеордовикским. При этом лlandoверийское море «захватывало территорию Скандинавских стран, Польши, частично Чехословакии и более южных стран, образовывало залив в области Прибалтики и далее уходило на юго-восток через широкий пролив между Чешским и Белорусским массивами, намечая зону будущего Предкарпатского погружения» (Соколов, 1964). Именно для этой зоны характерны наибольшие мощности силурийских отложений на юго-западной окраине платформы, прилегающей к геосинклинали — до 1500 м. Такова же мощность силурийских отложений — только мощность отложений лудлова свыше 1500 м — в северной Польше (Кёльбель, 1964) и южной Швеции (Руттен, 1972). Возвращаясь в этой связи к идее Н. С. Шатского (1946) о длительно существовавшем прогибе Осло — Скания — Подолье, следует подчеркнуть сопоставимость мощностей красноцветных отложений нижнего девона грабена Осло — не менее 500 м (Руттен, 1972) — и Львовского прогиба. Все это дает основание предполагать в глубинах Львовского прогиба, а также Предкарпатье наличие тех же литологических комплексов, как и в грабене Осло.

Весьма примечательны для нижнего силура в складчатом обрамлении юго-запада платформы черные граптолитовые (и кварцевые) сланцы, сопровождаемые базитами. Последние, пожалуй, — единственное различие позднекаледонского цикла в различных секторах геосинклинали. Правда, раннесилурийский вулканизм проявился и в Скандинавии, но риолитами (Kautsky, 1949). Синхронное стратиграфическое положение занимают бентониты в Прибалтике (Юргенсон, 1964) и на юго-западе платформы. Вполне возможно, что формирование черных сланцев предопределялось непосредственной близостью суши в геосинклинальном бассейне: согласно Б. С. Соколову (1964), Чешский срединный массив в лlandoверийский век являлся областью сноса.

Силурийская седиментация в юго-западном секторе ВЕП завершилась регрессией моря и установлением в раннем девоне континентального режима, зафиксировав конец каледонского цикла (Наливкин, Ронов, Ханн, 1964). Характерные отложения нижнего девона — орогенная формация каледонид, накопившаяся вследствие разрушения каледонских горных сооружений, расположена к юго-и северо-западу от рассмотренных платформенных блоков.

Тектоорогенез собственно каледонид Скандинавии относится к каледонской фазе в широком смысле, поскольку он додевонский. Однако он становится более молодым в направлении платформы, и в районе Осло за глинистыми и известковыми морскими отложениями верхнего силура следуют согласно залегающие континентальные нижнедевонские песчаники типа олд-ред, т. е. в миогеосинклинальной зоне нет главного каледонского несогласия (на рубеже силура — девон) (Хольтедаль, 1964; Руттен, 1972). Аналогичное соотношение пород нижнего девона и силура установлено в Брабантском массиве, который, по А. А. Богданову (1964), представляет собой выступ миогеосинклинального древнепалеозойского комплекса — часть зоны, окраинной в системе палеозойд Центральной Европы, непосредственно прилегающей к юго-западному краю ВЕП. Подобные соотношения между силуром и девоном установлены также в Подольском секторе платформы.

Каледонская складчатость и метаморфизм в северо-западном секторе геосинклинали захватили не только верхнедевонские и нижнепалеозойские толщи, но также значительные участки фундамента. Сходные геологические процессы происходили и в юго-западном складчатом обрамлении платформы, причем наиболее интенсивно в северной Украине Чешского кристаллического массива, расположенного внутри каледонской геосинклинальной области Европы (рис. 7), и где отчетливо проявился метаморфизм таконской (ордовик — силур) и аренигской (нижний — верхний силур) фаз.

Первичные условия залегания пород чехла на западном склоне БЩ в различной степени нарушены каледонскими деформациями. Тем не менее автохтонные отложения здесь местами прекрасно сохранились на очень полого погружающемся к западу фундаменте. Движения в каледонской геосинклинали обусловили надвигание тектонических покровов, обычно сложенных метаморфическими и изверженными породами, на автохтон, и современная восточная граница надвинутых каледонид совпадает (или почти совпадает) с восточной границей платформенных отложений западного склона щита. Главная каледонская деформация, результатом которой явилась складчатость в подвижной зоне и развитие надвиговых покровов в юго-восточном направлении — на северо-западный сектор платформы — происходила в конце силура (Хольтедаль, 1964; Асклунд, 1964), амплитуда надвигов как минимум 10—30 км (Руттен, 1972). Остается открытым вопрос о подобных надвигах в юго-западном секторе ВЕП, хотя некоторые геологи допускали на-



Рис. 7. Европа в эпоху каледонской складчатости, по А. А. Богданову (1964):

1 — предполагаемые границы платформ; 2 — контуры щитов; 3 — наиболее прогнутые и, вероятно, раздробленные углы платформ; 4 — выходы на поверхность каледонских геосинклинальных складчатых серий; 5 — система срединных массивов Франко-Подольи, частично регенерированных каледонской складчатостью; 6 — площади, в пределах которых геосинклинальное развитие завершилось каледонской складчатостью: I — Грапианская складчатая площадь, II — Восточно-Грапианская складчатая площадь, III — Центрально-Казахстанский консолидированный массив.

двиг каледонского складчатого сооружения на юго-западный край платформы. В последнее время появился новый геохронологический материал, позволяющий частично рассмотреть этот вопрос на примере соотношения древнейших свит карпатского ядра.

Довольно неожиданными явились более низкие даты изотопного возраста пород белопотокской, всегда и всеми считавшейся наиболее древней, свиты по сравнению с залегающей выше деловецкой. Заметим, что граница между свитами определялась по различной степени метаморфизма пород нижней и верхней частей разреза карпатского ядра, который рассматривался как нормальная стратиграфическая последовательность. В результате изучения цирконов (Бойко и др., 1975) установлено, что их возраст (плохо и хорошо окатанные зерна) из плагиогнейсов и слюдяных сланцев белопотокской свиты составляет 550 ± 20 млн. лет, т. е. время осадконакопления свиты не может быть древнее этой даты. Полученная руби-

дий-стронциевым методом цифра 530 млн. лет отвечает либо седиментации, либо литогенезу белопотокской свиты (Горохов и др., 1973). Вместе с тем возраст цирконов (кристаллы совершенной огранки, копьевидного габитуса) из метавулканогенных пород деловецкой свиты древнее 600 млн. лет (наиболее достоверна датировка около 640 млн. лет). Наблюдавшаяся нами пологопадающая зона рассланцевания пород на контакте деловецкой и белопотокской свит в правом борту р. Бредецеля подтверждает трактовку о надвигании одной свиты на другую (Хаин и др., 1968; 1974), а цифры изотопного возраста говорят об их обратном стратиграфическом соотношении и значительном разрыве во времени их седиментации (вулканизма). Подобные соотношения чрезвычайно характерны для покровов скандинавских каледонид, но в отличие от последних не известно время домезозойских надвигов в Карпатах. Совершенно очевидно образование покровной структуры в ядре Карпат после 550 ± 20 или 530 млн. лет тому назад. Примечательно, что вулканы деловецкой свиты оказываются синхронными, с одной стороны, спилитовой серии Чешского массива, а с другой — траппам юго-востока платформы. Вместе с тем обращает на себя внимание синхронность (ранние герциниды): 1) интрузивных гранитов, прорывающих белопотокскую свиту на участке ее стратотипа (обнажения руч. Яворникового); 2) цирконов (идиоморфные кристаллы гиацитинового габитуса) из теневого мигматита в белопотокской свите; 3) прогрессивного метаморфизма пород свиты (Бойко и др., 1974). По всей вероятности, интрузии и прогрессивный метаморфизм неразрывны. Постепенное уменьшение степени метаморфизма от белопотокской к деловецкой свите может указывать при отмеченном их возрастном соотношении на дораннегерцинское время надвига — до 340 млн. лет. По данным изотопного возраста (350—340 млн. лет) надвиги в юго-западном секторе ВЕП, вероятно, образовались в период каледонской складчатости.

Процессы, связанные с варисским циклом и охватившие европейские каледониды, нашли отражение также на окраинах платформы. В Скандинавском секторе образовался грабен Осло и интенсивно проявился магматизм пермского времени. В юго-западном складчатом обрамлении платформы, включая северный склон Чешского массива, Судеты и Карпаты, формировались гранитные интрузии (девон — карбон — пермь), сопровождавшиеся интенсивным контактовым метаморфизмом, а раннепермское время характеризуется мощным порфирировым вулканизмом. Граниты дискордантны по отношению к складчатой структуре, а наличие ореолов контактового метаморфизма доказывает их внедрение после складчатости и регионального метаморфизма. По особенностям геологического положения интрузивный комплекс гранитов принадлежит к интрузивным формациям геодантиклинальных зон. По схеме Ю. А. Кузнецова (1964), он тяготеет к формации субвулканических гранитов и ему соответствует наземная вулканическая формация порфириров пермского времени. Активизация юго-западной части платформы, соот-

ветствующая по времени этим событиям, отразилась в омоложении пород трапповой формации (см. рис. 2). Очередное омоложение во-лынских траппов произошло в триасе — юре 220 — 180 млн. лет тому назад.

Синхронность подчас различных по своему характеру геологических эндогенных процессов подтверждается анализом сквозных структур ВЕП и смежных геосинклиналей (Наливкин, Ронов и Хаин, 1964). Авторы подчеркнули роль близширотной полосы поднятий, идущей от Чешского массива на УЩ. Эта восточная часть «Франко-Подольского моста», выделенного в свое время С. Н. Бубновым и названная им Чешско-Украинской зоной поднятий, была отчетливо выражена в позднем палеозое, мезозое, кайнозое и определяла северное ограничение области Тетиса.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
Глава II ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ
И ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ
И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОРУДЕНЕНИЯ

В западной части ВЕП оруденение приурочено к определенным стратиграфическим уровням и отложениям определенного литологического состава.

Концентрации флюорита, барита и сульфидов цветных металлов установлены как в юго-западном, так и в северо-западном секторах рассматриваемого региона.

Оруденение юго-западного сектора платформы. Оруденение здесь известно по разрозненным пунктам на протяжении 800 км, от Черноморского побережья до Восточной Польши (см. рис. 1).

Венд, валдайская серия, могилевская свита. К отложениям могилевской свиты приурочены почти все известные здесь проявления флюорита, наиболее значительные концентрации барита, а также основная часть рудопроявлений сульфидов свинца и цинка (рис. 8).

Флюорит. Из общего количества (более 80) местонахождений флюорита, в которых он наблюдался макроскопически или зафиксирован при лабораторном изучении, можно назвать 23, где флюорит образует концентрации свыше 10% при мощности тел более 0,1 м. Глубина залегания большинства из этих пунктов — до 120 м. Флюорит концентрируется преимущественно в низах могилевской свиты — ольчедаевских слоях и меньше в ее верхней части — ямпольских слоях.

В ольчедаевских слоях Бахтынское месторождение — пока наиболее значительный пункт концентрации флюорита и, по данным Н. Н. Янгичера, среднее по месторождению содержание плавикового шпата составляет 17,43%. Длина рудных тел 315—2800 м при ширине 50—600 м. Наиболее высокое содержание флюорита в руде достигает 49%, хотя за пределами месторождения известно проявление около с. Кривохижинцев с содержанием более 55%. Бахтынское месторождение представлено несколькими рудными залежами с глубиной залегания 90—95 м. Флюорит приурочен к верхней части песчаников ольчедаевских слоев в интервале 3,2—12 м при полной их мощности в пределах месторождения до 22 м. На отдельных

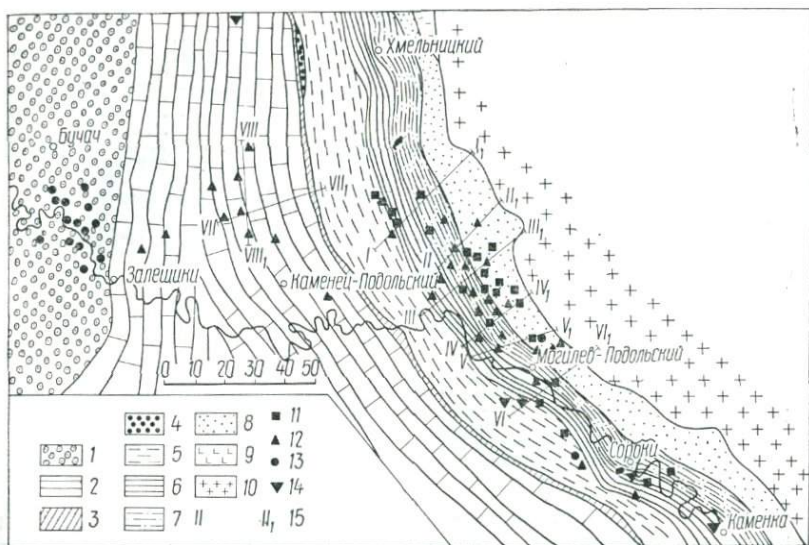


Рис. 8. Схема распространения оруденения на юго-западном склоне Украинского щита:

1 — девон; 2 — силур; 3 — ордовик; 4 — кембрий; 5 — 8 — валдайская серия, свиты: 5 — каниловская, 6 — нагорная, 7 — ярышевская, 8 — могилевская; 9 — волынская серия; 10 — кристаллические комплексы УШ; 11—14 — оруденение: 11 — флюорит, 12 — сульфиды свинца и цинка, 13 — медь, 14 — барит; 15 — разрезы по скважинам (см. рис. 24, 25).

участках месторождения прослеживаются две залежи, в плане распадающиеся на отдельные тела сложной линзообразной формы с резко изменяющейся в разрезе мощностью.

Состав руд Бахтынского месторождения следующий (в %): SiO_2 70,26—77,44; CaF_2 9,5—17,7; CaCO_3 2,63—3,52; SO_3 0,25—0,55; P_2O_5 0,03—0,05; Fe_2O_3 0,21—0,26; TiO_2 0,05—0,09.

В ямпольских слоях наибольшее по масштабам, но не разведанное проявление известно в обнажениях в районе с. Сказинцев. Полный химический состав флюоритоносных гравелитов и песчаников из этого пункта соответственно следующий (в %): SiO_2 77,29—77,56; TiO_2 0,10—0,11; Al_2O_3 5,41—3,66; Fe_2O_3 0,18—0,24; FeO 0,56—0,49; MnO 0,02—0,03; MgO 0,09—0,09; CaO 7,96—9,50; Na_2O 0,60—0,60; K_2O 2,10—1,50; P_2O_5 0,03—0,03; CO_2 0,08—0,20; F 5,70—5,50 или CaF_2 около 12%.

Своеобразной особенностью является двухъярусность флюоритовой минерализации — ольчедаевский и ямпольский уровни — на участке севернее с. Миньковцев.

Барит. Наиболее значительные концентрации барита выявлены на территории Молдавии (район с. Савки) на глубинах 240—300 м. Мощность минерализованного интервала превышает 40 м, охватывая всю толщу могилевской свиты, а содержание барита составляет 0,9—20% (Нечаев, 19746).

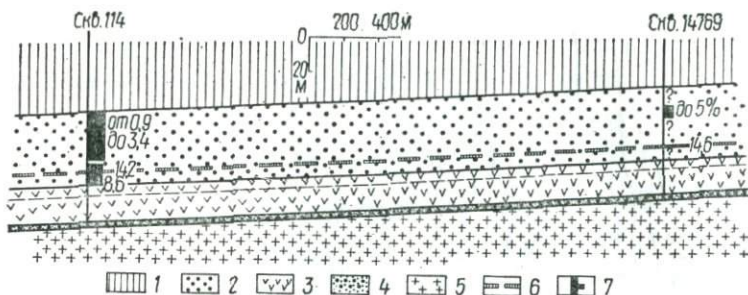


Рис. 9. Распространение баритового оруденения в отложениях могилевской свиты:

1 — надмогилевские отложения; 2 — могилевская свита (нерасчлененная); 3 — диабазы каменной свиты (пунктиром отделена кора выветривания); 4 — подэффузивная брекчия; 5 — породы фундамента; 6 — вероятная трассировка залежи с наиболее высоким содержанием барита; 7 — результаты опробования ядра (содержание барита на мощность в масштабе разреза, %), ? — неопробованные интервалы (см. также рис. 24).

Обращает внимание выдержанность наиболее обогащенного баритом интервала мощностью 2 м с содержанием барита на эту мощность 14% (рис. 9).

Химический состав баритоносного песчаника из скв. 14769 следующий (в %): SiO_2 52,16; TiO_2 0,70; Al_2O_3 20,27; Fe_2O_3 0,80; FeO 0,72; MnO 0,01; BaO 8,15; MgO 1,16; CaO 0,34; Na_2O 0,82; K_2O 7,35; P_2O_5 0,03; CO_2 1,34; SO_3 4,05; S не определялось; H_2O 0,50; п. п. п. 1,43; с у м а 100,33.

По данным минералогического анализа, состав песчаника (в %): барита 14,6; кварца 46,8; полевого шпата 26,2; карбонатов, глинистых и гидрослюдистых минералов 12,4.

По аналогии с известными концентрациями флюорита в Бахтынском месторождении и рудопроявлениях Приднестровья содержание барита в песчаниках может составлять более 50%, а столь значительная мощность баритоносного пласта указывает на существенные размеры его площади и, следовательно, на возможность открытия здесь крупного по запасам месторождения. Реальность таких природных объектов подтверждена в последние годы выявлением промышленных месторождений барита в рифейских песчаниках Башкирии (Казаков, 1975).

Сульфиды цветных металлов. Известны 23 рудопроявления свинца, цинка и меди, приуроченных к могилевской свите, кроме того, в приразломных трещинах кристаллического фундамента под осадочным чехлом на двух участках установлены рудные жилы на глубинах 270—420 м.

В отложениях могилевской свиты сульфиды, как флюорит и барит, образуют рудные тела пластового характера, согласные с вмещающими породами. При этом типичны неравномерность и эшелонированный характер распределения рудных компонентов по вертикали и площади залежей, о чем свидетельствуют результаты опро-

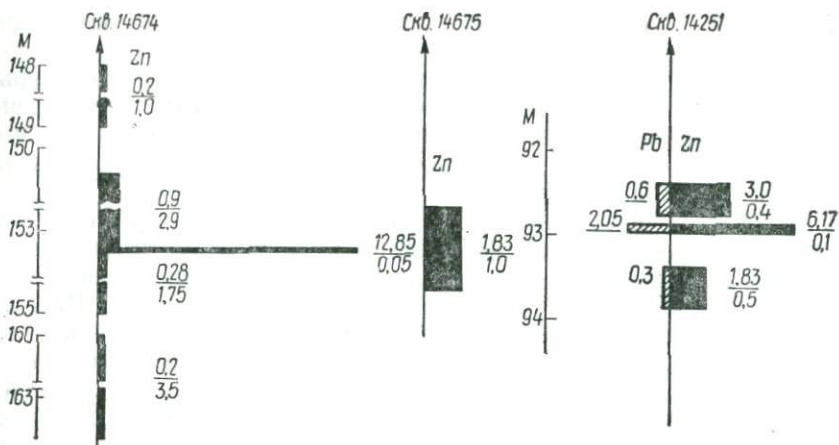


Рис. 10. Сульфидное оруденение в отложениях могилевской свиты; распределение свинца и цинка в песчаниках ольчедаевских слоев. В числителе содержание металла, %; в знаменателе — опробованная мощность, м (см. также рис. 24).

бования керна скважин (рис. 10). Рудные минералы развиваются в виде вкрапленности, разобщенных пятен, гнезд, линз, слоев с содержанием того или иного минерала в цементе — 30—40%. Максимальная концентрация свинца достигает 17, а цинка 13% в минерализованных телах мощностью 0,1 м. Как правило, преобладает один из минералов — галенит, сфалерит или пирит. Халькопирит довольно редок и образует обособленные от галенита и сфалерита концентрации, однако в рудопроявлениях на территории Молдавии фиксировались относительно высокие концентрации халькопирита в ассоциации со сфалеритом (по данным Д. А. Львиной).

Изредка в продуктивных горизонтах встречаются короткие прерывистые (литогенетические) трещины, выполненные жильными минералами и сульфидами; мощность их не превышает 0,5 см. В зонах тектонической трещиноватости — обычно в кристаллическом фундаменте и непосредственно на нем залегающих отложениях могилевской свиты — мощность трещинных жил достигает 10—15 см, а содержание цинка — 12 и свинца — 30%.

Вмещающие оруденение отложения могилевской свиты представлены косослоистыми плохо отсортированными гравелитами и песчаниками, полевошпато-кварцевыми до аркозовых, в которых микроклин резко преобладает над плагиоклазом. В безрудных участках цемент песчаников по составу обычно каолинит-гидро-слюдистый порового типа или манганкальцитовый базального типа. Последний тип цемента характерен и для типоморфных минералов рассматриваемого оруденения — галенита, сфалерита, флюорита, барита, а также пирита и подолита.

Особенностью минерализации данного стратиграфического уровня является ее резкая дифференциация и монокомпонентный состав в отдельных полях, обуславливающие зональность оруденения.

Только в секущих трещинных жилах можно встретить ассоциации этих минералов.

В некоторых рудопроявлениях сульфидов установлена киноварь, а непосредственно в отложениях могилевской свиты — повышенные содержания ртути и аномалии золота (до 0,08 г/м). Интересно, что относительное повышение содержания золота не связано с сульфидной минерализацией.

Венд, валдайская серия, нагорянская свита характеризуется фосфоритовыми (фтор-апатитовыми) конкрециями с сульфидами свинца, цинка и меди. Содержание металлов в конкрециях соответственно 7; 4; 0,18%; а также P_2O_5 35 и F 2,8%. Мощность горизонта с рудоносными конкрециями — до 5 м. Конкреции размещаются согласными с напластованием рядами, общее количество которых составляет 10—12, но рудоносны они только в трех верхних рядах. Рудоносные конкреции представлены неправильными почкоподобными образованиями с 2—3, а иногда 4—5 центрами кристаллизации; размер их от 1—2 до 5—7 см в поперечнике. Расстояние между отдельными конкрециями в рядах постоянно — 0,2—1,0 м. Мелкие конкреции часто сростаются, образуя сплошные фосфоритовые линзы или плиты протяженностью до нескольких метров. Расстояние между рядами рудоносных конкреций изменяется от 0,5—0,6 до 1,0—1,2 м. Вмещающие породы представлены довольно характерными темно-зелеными и темно-серыми битуминозными аргиллитами, состоящими из каолинит-гидро-слюдистых минералов, иногда с примесью хлорита. Специфическая особенность аргиллитов — битуминозность. Т. Васкауцану обнаружил в них тонкие линзовидные прослои, которые при сжигании дают длинное пламя и распространяют запах горячей нефти (Лазаренко, Сребродольский, 1969). Содержание органического вещества 0,035—0,15% и достигает максимума (1,1%) в районе распространения рудоносных конкреций. Битуминологическими исследованиями установлено, что битум из аргиллитов близок к окисленным высокосмолистым нефтям типа Кохановского месторождения (Зелізна и др., 1971). Для вмещающих отложений характерны стилолиты с относительно высоким содержанием марганца (Крашенинникова, 1956). В отличие от минерализации могилевской свиты для нагорянской характерна теснейшая пространственная ассоциация тех же рудогенных химических элементов — фтора, фтора, свинца, цинка, меди, но отсутствие бария.

В нижнепалеозойских отложениях оруденение приурочено к песчаникам (кембрий — ордовик) и карбонатным породам (силур).

Песчаники продуктивны в верхней части отложений нижнего кембрия (бережковская серия) и в среднем — верхнем ордовике (молодовский горизонт). Наиболее значительно на этом стратиграфическом уровне рудопроявление Заречанка, выявленное единичными скважинами и неоконтуренное. Мощность минерализованного интервала достигает 10 м. По данным опробования керн содержание

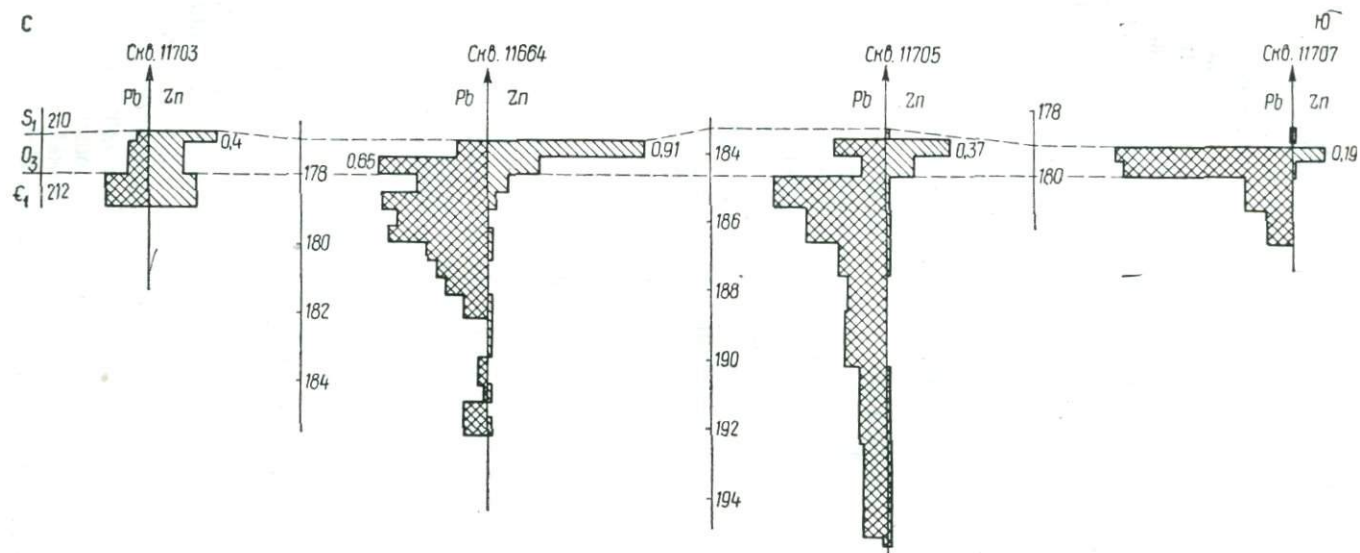


Рис. 11. Сульфидное оруденение в отложениях нижнего палеозоя; распределение свинца и цинка в песчаниках нижнего кембрия и среднего—верхнего ордовика по данным опробования ядра скважин Побугской экспедиции. Штриховка — содержание металла (%), на мощность (м) в масштабе разреза.

свинца в ордовикских песчаниках 1,0% и цинка 0,9% на мощность минерализованного интервала 0,5 м (рис. 11); в песчаниках кембрия свинец преобладает над цинком при максимальном содержании свинца около 1 и цинка 0,4% на 0,5 м. Изучение керна скважин, пробуренных в этом районе в 1968—1970 гг., указывает на значительную площадь распространения сульфидной минерализации вокруг рудопроявления Заречанка — несколько десятков квадратных километров. Глубина залегания минерализованных тел составляет 175—215 м, однако встречены они западнее и на глубинах около 500 м (по падению толщ). А на территории Польши в скв. Радзынь галенит установлен в песчаниках костшинской серии на глубине более 940 м (Лендзион и др., 1964).

Очень бедна рудная минерализация (пирит, галенит, сфалерит) в силурийских отложениях, где она встречается спорадически, но преимущественно в рестевских слоях, китайгородском и мукшинском горизонтах.

В нижнекембрийских и ордовикских отложениях сульфиды развиваются в виде тонкой вкрапленности или изолированных конкрецеподобных стяжений — «копин», реже в коротких литогенетических прожилках. Подобные формы выделения сульфидов отмечаются и в силурийских карбонатных породах с заметной примесью терригенного материала, где, кроме того, видна приуроченность сульфидов к скоплениям фаунистических остатков. Постоянным спутником сульфидов является барит, наиболее четко концентрирующийся в цементе кембрийских песчаников, где составляет до 25% (Жовинский, 1969). Характерно отсутствие флюорита.

В нижнем девоне рудопроявления меди и свинца приурочены к песчаникам и алевролитам жединского и кобленцкого ярусов, где содержание меди достигает 8% на 0,1 м (Бирюлева и др., 1966).

Оруденение северо-западного сектора платформы. Буквально в последние десятилетия в Скандинавском секторе ВЕП определена рудоносность осадочного чехла в широкой полосе протяженностью более 1000 км (рис. 12).

В е н д, в а р я ж с к а я с е р и я (серия лайсвалль). С данным стратиграфическим уровнем связаны рудопроявления и месторождения цветных металлов, в том числе крупнейшее в Европе месторождение Лайсвалль (рис. 13) с запасами свинца более 3 млн. т при среднем содержании металла в руде 4,4% (Grip, 1960, 1967).

Это месторождение представлено пластовыми залежами, приуроченными к так называемым нижнему и верхнему песчаникам и залегающими почти горизонтально на глубине 80—170 м. В нижнем песчанике обрабатываются три рудные залежи общей протяженностью 5 км при ширине до 0,5 км (рис. 14). Рудные тела в верхнем песчанике смещены к северо-западу по отношению к залежам в нижнем песчанике. Мощность рудных залежей достигает полной мощности этих рудоносных горизонтов: в нижнем — 25 и в верхнем — 8 м.

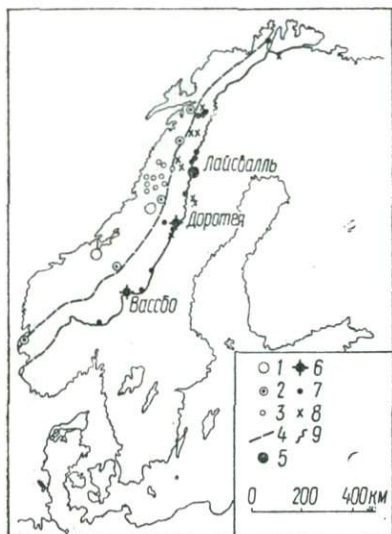


Рис. 12. Оруденение на северо-западном склоне Балтийского щита и в зоне каледонид, по Э. Грипу (Grip, 1967).

Месторождения пирита:

1 — крупные, 2 — средние, 3 — мелкие, 4 — восточная граница месторождений пирита; месторождения свинца пластовые: 5 — крупные, 6 — средние, 7 — мелкие; 8 — жильные месторождения свинца; 9 — восточная граница каледонид.

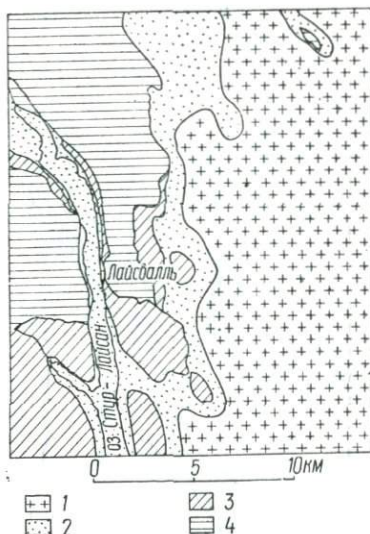


Рис. 13. Геология района Лайсвалль, по Р. Лилльеквисту (Lilljequist, 1973):

1 — кристаллический фундамент; 2 — автохтонные отложения; 3 — покровный комплекс Каскажявре; 4 — покровный комплекс Ирафа.

Помимо главного рудного минерала — галенита, в рудных телах встречается сфалерит, пирит, барит и флюорит, которые в отдельных участках (вне контуров свинцово-рудных тел) создают самостоятельные концентрации; сульфиды меди чрезвычайно редки.

В руде содержатся золото (до 0,1 г/т) и ртуть — до 0,0010% (Grip, 1960). Более обогащены сфалеритом рудные тела в верхнем песчанике — рудное тело «Надок». Южнее Лайсвалля в песчаниках установлены «сфероиды» флюорита; содержание фтористого кальция в таких песчаниках около 12% (Percy, 1961).

Текстуры руд — пятнистые (обычно бедные руды, называемые конкреционными), полосчатые (средние по содержанию металла) и массивные (очень богатые — более 30% свинца). В Лайсвалле обращает на себя внимание исключительная редкость трещинно-жильной минерализации. Месторождение в целом характеризуется простой и спокойной геологической обстановкой.

Восточнее рудника Лайсвалль открыто мелкое месторождение галенита Майва в базальном аркозовом песчанике, подстилающем песчаниковую свиту месторождения Лайсвалль; правда, бедная рудная минерализация известна в базальном аркозовом песчанике и в самом руднике Лайсвалль.

Оруденение в надвиговых покровах в районе месторождения Доротея также связано с варяжской серией. Многочисленные

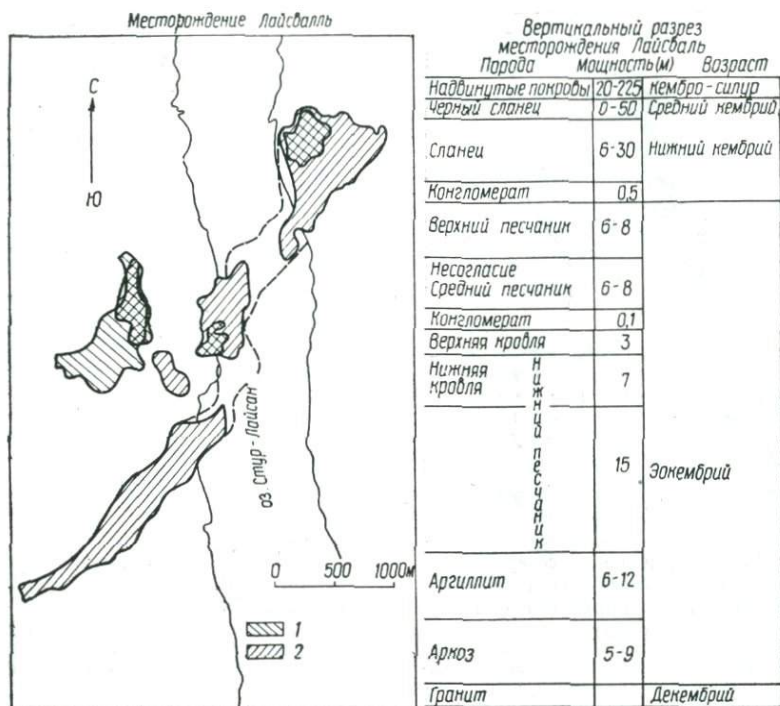


Рис. 14. Рудные тела месторождения Лайсвалль — в контурах отработки и стратиграфический разрез месторождения по данным акционерного общества «Булиден».

Руда:

1 — в верхнем песчанике; 2 — в нижнем песчанике.

рудопроявления различных масштабов рассредоточены на площади $70 \times 50 \text{ км}^2$. В отличие от района Лайсвалля песчаники здесь силифицированы, однако рудный парагенезис тот же, что и в автохтонной серии. В настоящее время в районе Доротея подготовлено к разработке небольшое месторождение Беллвиксберг, руда которого содержит 5,4 свинца и 0,2% цинка (Grif, 1967). Оруденение в кварцевом покрове установлено также в районе Осло (Вардал).

На юге Швеции известно медное оруденение в песчаниковой — послетиллитовой — толще серий висингсё. Сульфиды меди и пирит цементируют кварцевые зерна песчаника, замещая их участками частично или полностью. По данным О. Эдмана (Odman, 1942), в руде содержатся, кроме меди (в%): серебро 0,1—0,3; олово 0,03—0,1; свинец 0,1; мышьяк 0,05; висмут 0,003; никель 0,01.

В залегающих выше песчаниковой толщи черных аргиллитах известны фосфоритовые конкреции, характеризующиеся высоким содержанием бария. Установлены конкреции такого состава (в %): $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ 51,67; CaCO_3 5,67; CaSO_4 0,95; CaF_2 2,44 и BaSO_4 4,43.

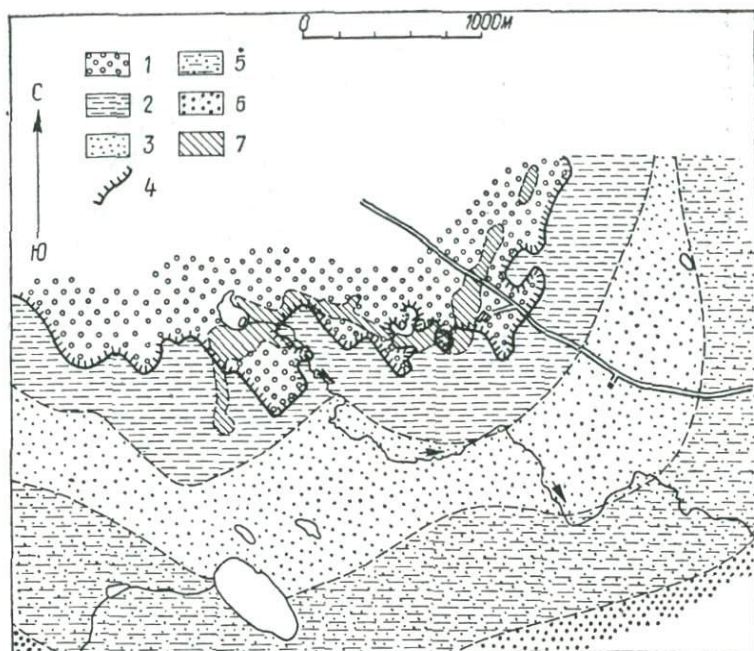


Рис. 15. Обзорная геологическая карта месторождения Вассбо, по Ф. Тегенрену (Tegengren, 1962):

1 — кварцит-спарагмит; 2 — черный сланец; 3 — кварцевый песчаник; 4 — граница тектонического покрова; 5 — известковистый песчаник и нижний сланец; 6 — песчаник серии Дала; 7 — рудное тело (в кварцевом песчанике).

Примечательно, что фосфоритовые конкреции содержат органический углерод в количестве 0,4—0,7% (Hedstrom, 1930).

Нижний кембрий. На юге Швеции (район Сконе) флюоритовые жилы с сульфидами приурочены к разрывным структурам, но локализованы исключительно в кварцитовидных нижнекембрийских песчаниках (месторождения Хардеберга, Унслунда, Гладсакс). Жилы простираются на северо-запад и всегда имеют крутое падение. Основное выполнение жил — кварц и флюорит с преобладанием одного или другого, иногда встречается кальцит. Сульфиды, среди которых превалирует галенит, неравномерно распределены в жилах; изредка встречается бедный железом сфалерит и локально — пирит и халькопирит. Спорадическая вкрапленность пирита, галенита и флюорита отмечается также в цементе песчаников (Wickman e. a., 1963).

Одна жила (месторождение Унслунда) была прослежена по простирацию на 530 м; предполагается, что длина некоторых жил более 1 км. Мощность жил может достигать нескольких метров.

В центральной Швеции (район Даларна) обрабатывается месторождение Вассбо (рис. 15, 16) с довольно богатыми свинцово-цинковыми рудами. Ежегодно на этом месторождении добывается

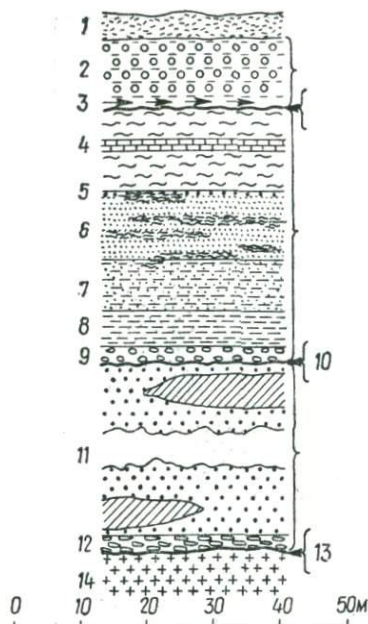


Рис. 16. Стратиграфическая колонка района Вассбо, по Ф. Тегенгрену (Tegengren, 1962):

1 — почва; 2 — тектонический покров зокембрийских кварцитов-спарагмитов; 3 — плоскость надвига; кембрий автохтонный; 4 — черный сланец с прослоями известняка, 5 — конгломерат, 6 — кварцевый песчаник с галенитом, 7 — известковый песчаник, 8 — глинистый сланец, 9 — арковы, конгломераты; 10 — субкембрийская поверхность; 11 — песчаник серии Дала с силлами долерита (нотний); 12 — конгломерат (нотний); 13 — субнотнийская поверхность; 14 — порфир серии Дала.

жание органического материала в них столь велико, что долгое время они разрабатывались как нефтеносные. Исходный материал сланцев — так называемая квасцовая глина. Последняя претерпела различные постседиментационные преобразования, но является характернейшим литологическим компонентом для отложений формировавшихся от середины кембрия до начала ордовика. Второй компонент этого разреза — известняки — в различной степени битуминозные. В целом формация черных сланцев у скандинавских геологов фигурирует как группа квасцового сланца. Максимальной мощности она достигает на самом юге Швеции (Сконе), где на кембрийскую часть разреза приходится около 100 и ордовикскую — 16,5 м, при этом мощность кембрия сокращается в юго-восточном направлении, и на Балтийском побережье составляет 76—77 м

200 тыс. т руды со средним содержанием свинца 6 и цинка 0,4% (Grip, 1967), кроме того, на отдельных участках добываются более богатые цинком (до 8,5%) руды (Tegengren, 1962). Оруденение приурочено к автохтонным песчаникам, максимальная мощность которых 10—12 м. Для горизонта рудного песчаника характерны черные гальки, которые играют роль своего рода «затравок» для концентрации вокруг них галенита. Локально в верхней части рудносной пачки песчаники имеют кварцитовидный облик, при этом характерна бедная сульфидная минерализация, но довольно высокое содержание барита. Для этого месторождения типично отсутствие флюорита.

Мелкие рудопроявления, геологически подобные месторождению Вассбо, известны на западном склоне БЩ, в том числе в нижнекембрийских конгломератах. в Заполярье.

Средний кембрий — нижний ордовик. Для данного стратиграфического уровня типична специфическая формация черных глинистых сланцев. Широко распространены черные сланцы в Скандинавском секторе платформы. На юге Швеции содержание

(Thorslund, 1960). В северном направлении мощность группы квасцового сланца уменьшается еще значительнее и в эрозионных останцах на поверхности щита в районе оз. Веттерн (Вестергетланд, Эстергетланд, Нерке) составляет около 20 м (рис. 17, 18).

В отличие от района Сконе и акватории Балтийского моря в черносланцевой формации континентальной Швеции содержится больше нефти. Так, в районе Нерке карьером обрабатывались сланцы со средним содержанием нефти 5,4% на мощность 13,6 м (при максимальном содержании до 8%). В районах Балтики среднее содержание нефти 3,2%, в Сконе квасцовый сланец лишен нефти, что, однако, является результатом дистилляции в связи с интрузией постсилурийских долеритов (Wickman, 1960). Подобная «очистка» от битумов отмечена и в Вестергетланде, где вследствие интрузии долеритов сланцы почти целиком окислованы. Продуктом дистилляции является так называемый ванадиевый уголь, легко рассыпающийся асфальтит, залегающий в тонких слоях или в виде пленок по напластованию пород, или же выполняющий вертикальные трещины.

Общеизвестна металлоносность формации черных сланцев, прежде всего, их ураноносность, а также наличие в них ванадия, никеля, молибдена и др. Как правило, они богаты фосфатами.

По данным К. Краускопфа (1959), самые высокие содержания урана (более 0,5%) встречаются в линзах черных битумов, называемых «кольм», содержащихся в квасцовых сланцах Швеции. Флотацией из сланцев отделяются два типа углеводородов: первый — желтоватый кероген, предположительно являющийся источником большинства углеводородных погонов; второй — черное вещество, напоминающее по виду кольм. Наиболее богатые ураном участки квасцовых сланцев приурочены к средним и верхним частям разреза, в пределах или поблизости от той его части, которая содержит максимальное количество способной к возгонке нефти, органического вещества, пирита и кольма. Допускается, что уран, как и другие металлы, концентрируется в наиболее тяжелой фракции нефти.

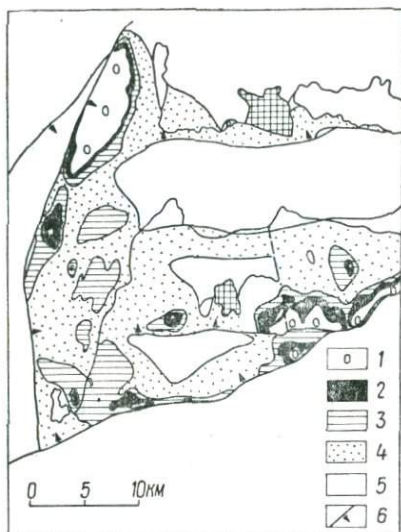


Рис. 17. Отложение кембро-ордовика в районе Нерке, по П. Торслунду и В. Яануссону (Thorslund, Jaanusson, 1960):

1 — ордовик, кембрий; 2 — верхний, 3 — средний, 4 — нижний; 5 — кристаллический фундамент; 6 — сбросы.

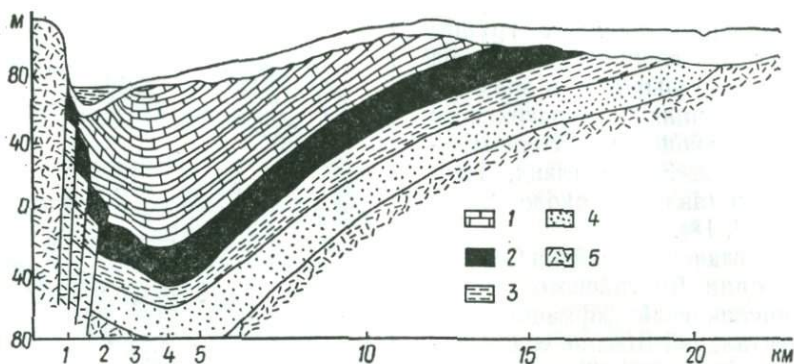


Рис. 18. Разрез кембро-ордовика в районе Эстергетланд, по П. Торслунду (Thorslund, 1960):

1 — известняки; 2 — квасцовые сланцы; 3 — глинистые сланцы; 4 — песчаники; 5 — кристаллический фундамент.

С пакерортским горизонтом нижнего ордовика, как известно, связаны крупные концентрации фосфоритов. Кроме того, по данным К. А. Менс (Федоренко, Менакер, 1969), в отложениях пакерортского горизонта обнаружено повышенное содержание свинца (до 0,04%).

Средний — верхний ордовик. Рудовмещающие отложения ордовика известны в центральной Швеции, где вместе с перекрывающими силурийскими отложениями участвуют в строении одного из наиболее примечательных геологических элементов — кольцевой структуры Сильяна (рис. 19). Нижнепалеозойские породы, залегающие на выветрелой поверхности БЩ, представляют собой эрозионный останец — свидетельство широкого распространения осадков этого времени в Скандинавском секторе ВЕП.

К карбонатным образованиям приурочены несколько пунктов с сульфидным оруденением, наиболее значительный из которых — месторождение Бода в восточной части палеозойского кольца. Это по сути единственный объект, где предпринималась добыча руды, о чем свидетельствуют многочисленные заброшенные горные выработки и отвалы, протянувшиеся почти на 1 км к северо-востоку от церкви в пос. Боды. Поисковым бурением оставшиеся в недрах запасы свинца оцениваются около 30 тыс. *t* (Wickman e. a., 1963).

Судя по обнаженной жиле и рудному отвалу в северном выклинивании месторождения (Сильвберг), руда его очень богата сульфидами. По данным Э. Велина (Welin, 1959), главные рудные минералы — галенит и сфалерит с примесью пирита и марказита — ассоциируют с кальцитом, баритом и флюоритом. Частые находки фрагментов слоистых руд, сцементированных кальцитом, указывают на пострудную тектонику. Как считает Э. Велин, оруденение по своему характеру сопоставимо с таковым района Штольберг-Морзне и с соседними с ними рудопроявлениями между ФРГ и Бельгией.

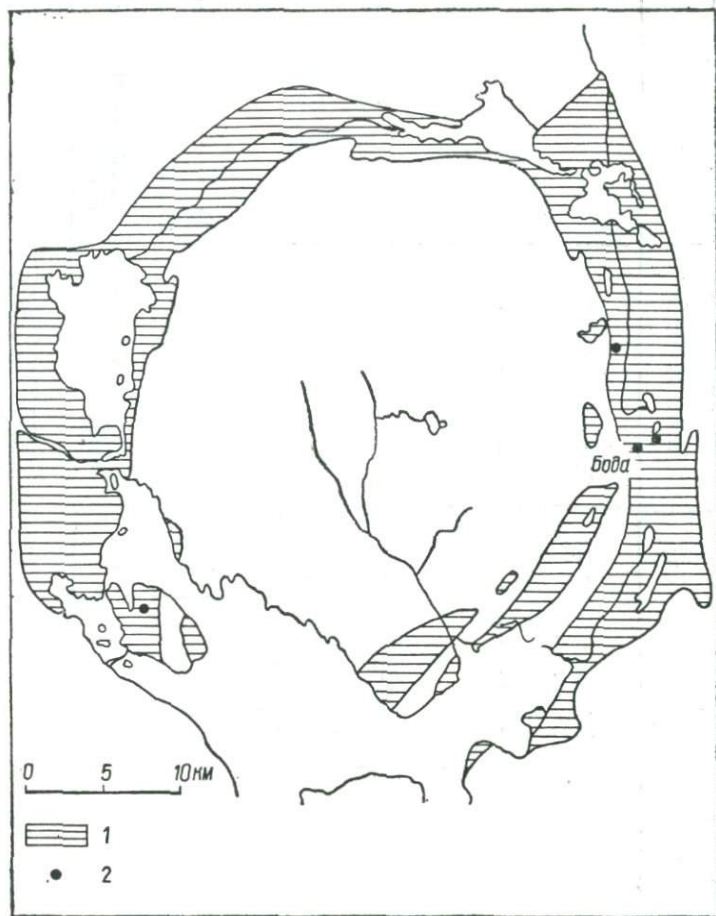


Рис. 19. Кольцевая структура Сильян, по Торслунду:
1 — отложения палеозоя; 2 — рудопроявления.

Интересной особенностью продуктивного уровня в районе пос. Боды является обилие выделений нефти и битумов в зонах трещиноватости рифовых известняков горизонтов бода и кульсберг. Обращает внимание ассоциация углеводородов с флюоритом и даже друзовые обособления битуминозного флюорита в полостях трещин.

В Скандинавском секторе ВЕП значительно больше, чем в Подольском, распространены неметаморфизованные рудные жилы в трещинах кристаллического фундамента, однако не связанные с крупными элементами дизъюнктивной тектоники. Согласно данным Виккмана и др. (Wickman e. a., 1969), мощность жил обычно не превышает нескольких сантиметров, а длина — нескольких метров; в одном случае жила мощностью до 3 см была прослежена по

Таблица 4

Стратиграфическая корреляция оруденения (указаны главные рудогенные элементы)

Отдел	Ярус. серия	Польша	Украина и Молдавия	Советская Прибалтика	Швеция
D ₁	Кобленцкий		Кобленцкий Жединский } Cu	Стонишкяйская Cu	
	Жединский				
S ₂	Скальский Лудловский				
	Венлокский		Мукшинский Китайгородский } Pb Zn		
S ₁	Лландоверийский				Адаверский Райкюлаский } Pb Zn
	O ₃	Ашгилльский			Поркунский Пиргуский } Pb Zn
O ₂		Карадокский		Молодовский Pb Zn	Набалаский Раквереский } Pb Zn
	O ₁	Лландейльский			Идаверский Кукрузеский Таллинский } Pb Zn
Лланвирнский					
Аренигский					
Тремадокский				Пакерортский P	
Є ₃ Є ₂			Вероятна формация черных сланцев в Предкарпатском про- гибе		Формация битуминоз- ных черных сланцев P и др.
Є ₁		Костшинская Pb	Бережковская Pb Zn Ва	Тискреская Pb	Вассбо-песчаник Pb Zn Ва
	Балтийская	Радзынская	Балтийская	Балтийская	
PR ₃ V	Валдай- ская	Верхняя Каплонская	Каниловская	Котлинская Гдовская	
		Нижняя Любельско-мазо- вецкая P	Нагорянская P		Висингсё P
	Семятыцкая ?	Могилевская F Ва Zn Pb Cu		Варяжская—Лайсвалль Pb Zn F Ва	
Рифей — до- рифейские формации					

простирацию на 30 м. Один из районов БЩ, где наиболее часто встречались такие жилы, — это район Стокгольма. Галенит является главным рудным минералом жил; в некоторых обнаружен желтый сфалерит, иногда в малом количестве пирит и арсенопирит. Жильными минералами — кальцит, но чаще — кварц.

Своего рода «мостом» для сопоставления оруденения Скандинавского и Подольского секторов является оруденение Советской Прибалтики. Здесь, на южном склоне щита, известны неметаморфизованные жилы в трещинах кристаллического фундамента (Вахер и др., 1964; Гончаров, 1964) и стратифицированное оруденение в осадочном чехле (Пальмре, 1960; Менакер, Федоренко, 1968; Федоренко, Менакер, 1969).

Вкрапленность галенита установлена в кварцевых песчаниках верхней части тискреской свиты. Согласно В. А. Пуура, Б. А. Судову и М. И. Нийн, наибольшее количество проявлений и точек минерализации сульфидов свинца и цинка приурочены к карбонатным отложениям среднего ордовика, подошве и кровле верхнего ордовика и нижнего силура. Сульфидная минерализация также выявлена в песчаниках (пирито-галенитовый цемент) стонишкыйского горизонта нижнего девона по скв. Видрижи (Федоренко, Менакер, 1969). По данным Я. Д. Федоренко и Е. А. Менакер, в Советской Прибалтике уровни рудной минерализации в девонских отложениях совпадают с уровнями, обогащенными битумами. Они отмечают также наличие нефти в толще нижнего кембрия, а Х. Г. Пальмре (1967) указывает на наличие битумов в отложениях ордовика.

Выполненные П. Д. Цегельнюком (1969) биостратиграфические корреляции ордовикских, силурийских и нижнедевонских отложений Подолии и Прибалтики дают возможность констатировать в них единую стратиграфическую позицию оруденения на данных уровнях, включая также средне-верхнеордовикский рудоносный уровень Скандинавского сектора ВЕП (табл. 4).

Сравнивая оруденение Подольского и Скандинавского секторов ВЕП, нельзя не обратить внимания на сходство его как по стратиграфическому положению, так и по вещественному составу (см. табл. 4). В частности, по условиям залегания, характеру вмещающих пород, морфологии рудных тел, текстурам и вещественному составу чрезвычайно сходно оруденение в отложениях могилевской свиты и серии лайсвалль. Находящиеся на одном и том же стратиграфическом уровне в бутуминозных аргиллитах фосфоритовые конкреции, хотя и отличаются по минеральному составу включений (сульфиды в Подолии и сульфаты в Висингсё), но такое различие — лишь важная дополнительная генетическая информация. Рудовмещающие косослоистые кварцевые песчаники нижнего кембрия Скандинавского сектора внешне очень похожи на продуктивные песчаники бережковской серии: характерно отсутствие в цементе тех и других флюорита, но вместе с тем значительны концентрации барита. Еще больше сближает продуктивные отложения нижнего кембрия в разрезе единый комплекс акритарх, установленный в

коллекции автора В. В. Кирьяновым (ИГН АН УССР), а также своего рода связующее звено — песчаники тискреской свиты.

Низы молодовского горизонта (гораевские слои) стратиграфически соответствуют верхам рифовых известняков Кульсберг, а стратиграфическим аналогом рифовых известняков Боды являются отложения поркуниского и пиргуского горизонтов Советской Прибалтики (см. табл. 4).

Анализ стратиграфического положения оруденения в обширной области западного края ВЕП приводит к заключению о закономерной приуроченности оруденения к определенным стратиграфическим уровням. На всех стратиграфических уровнях минерализованные тела имеют, как правило, пласто- и линзовидную форму, а руды — массивную, полосчатую, гнездообразную и пятнистую — вкрапленную текстуры. Секущий трещинно-жильный тип минерализации распространен весьма ограниченно, проявляясь исключительно в зонах трещиноватости кристаллического фундамента, а также в зонах наложенной тектонической дислоцированности продуктивных толщ.

Как видно, оруденение характеризуется относительной простотой и сходством вещественного состава, а «проходящими» рудогенными элементами являются сера, фосфор, фтор, свинец, цинк, барий, марганец, медь и, вероятно, золото и ртуть. Иногда рудные концентрации ассоциируют с углеводородами.

Стратиграфический контроль оруденения предопределил его горизонтальную зональность (Нечаев, 1972). Наиболее отчетлива зональность оруденения в юго-западном секторе платформы, где на западном склоне УЩ (в отличие от перекрытого чешуйчатыми надвигами западного склона БЩ) по мере удаления от него вскрываются все более высокие продуктивные стратиграфические уровни венд-палеозойского разреза, обуславливающие зоны: 1) флюорит-барит-сульфидную (Pb, Zn, F) со спорадическими концентрациями фосфора, меди и марганца (венд, могилевская свита); 2) сульфидно (Pb, Zn, Cu)-фосфоритовую (венд, нагорянская свита); 3) сульфидную (Pb, Zn) с баритом (кембро-силур); 4) медно-сульфидную со свинцом и серебром (нижний девон).

Эта региональная зональность оруденения, предопределенная зональным расположением продуктивных толщ относительно выступов древнего фундамента, сопряжена с зональностью седиментационных бассейнов, окаймлявших такие структуры.

Отмечается ограниченность оруденения по падению вмещающих толщ на каждом конкретном стратиграфическом уровне, что определяет его своеобразное скольжение по разрезу — перемещение в более высокие стратиграфические уровни по мере удаления от выступов фундамента — параллельно с миграцией палеобереговой линии.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ТОЛЩ

Общие представления об условиях формирования рудоносных толщ вытекают из анализа геологической истории запада платформы и фактических данных о стратиграфическом положении оруденения и характере вмещающих его пород.

ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ РАЗРЕЗОВ

Нижневалдайский разрез

В Подольском секторе ВЕП продуктивны могилевский и нагорянский уровни.

Нижневалдайский разрез залегает трансгрессивно с очень большим перерывом на породах фундамента и значительно реже — на более нижних подразделениях венда, как, например, на эффузивах волинской серии в Молдавском Приднестровье.

В основании разреза участками встречаются груботерригенные и аргиллитовые красноцветы — грушкинская свита, — которые перекрываются гравелисто-песчанистыми с подчиненными песчано-глинистыми и глинистыми прослоями сероцветов могилевской свиты. Отложения грушкинской свиты положением в основании разреза и мощностью (около 40 м) очень напоминают хрустовскую свиту, характерную для разрезов с эффузивами в подошве. Чаще, однако, продуктивные отложения могилевской свиты залегают непосредственно на фундаменте.

Полный тип разреза могилевской свиты характеризуется либо однородным песчаниковым составом, либо трехчленным строением. В последнем нижняя и верхняя пачки песчаниковые, соответственно — ольчедаевские и ямпольские слои, а средняя — песчано-алевритовая — ломозовские слои. В трехчленном разрезе минерализованы нижние и (или) верхние песчаники.

Нижние песчаники (собственно ольчедаевские) подстилаются аркозовым отчетливо косослоистым пролювиальным гравелито-песчаником. Иногда ольчедаевские песчаники отделены от фундамента красноцветным валунно-гравийным конгломератом (валуны диаметром до 35 см) или же брекчиевидной глинисто-щебнистой пачкой делювиального происхождения (слабо перемещенная кора выветривания). Сам песчаник — светло-серый разнозернистый, чаще — крупнозернистый, участками гравелистый и косослоистый (в косослоистых линзах повышается степень сортировки обломочного материала).

Ломозовские слои мощностью до 17 м представлены частым чередованием темно-серых слюдистых алевритов и мелкозернистых, нередко косослоистых песчаников.

Ямпольские слои с размывом (амплитуда размыва до 2,5 м) залегают на ломозовских; при этом можно наблюдать уплощенные

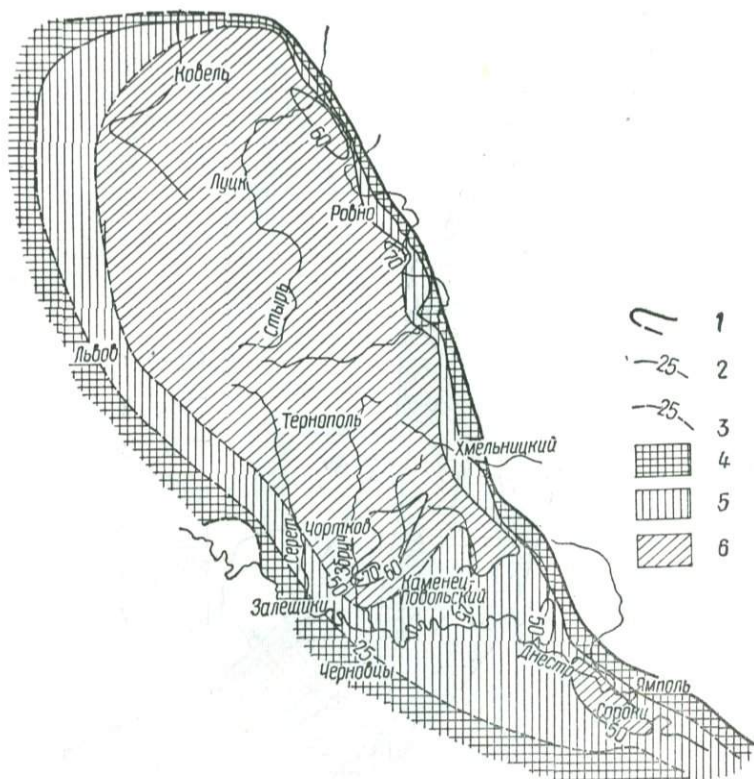


Рис. 20. Распределение мощностей отложений могилевской свиты, по Л. И. Константиненко:

1 — граница распространения отложений могилевской свиты; 2 — изопахиты достоверные; 3 — изопахиты предполагаемые; шкала мощностей, м; 4 — 0—25, 5 — 25—50, 6 — 50—75.

гальки подстилающих пород в гравелитах ямпольских слоев или же вмывые в ломозовские слои линзы песчаных ямпольских гравелитов. Более обычно налегание косослоистых или массивных ямпольских песчаников на горизонтально-слоистые ломозовские алевриты.

В сокращенном типе разреза могилевская свита начинается либо с глинистых отложений ломозовских слоев, или же представлена только ямпольскими слоями, залегающими непосредственно на фундаменте. Как в одном, так и в другом случаях в подошве отмечается прослой косослоистых базальных гравелитов или конгломератов. Кроме того, конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники можно наблюдать внутри толщи ямпольских песчаников, где они выполняют углубления, фиксируя поверхность внутриямпольского размыва.

По всей вероятности, доямпольские геологические образования представляют различные литологические парагенезисы, начинаю-

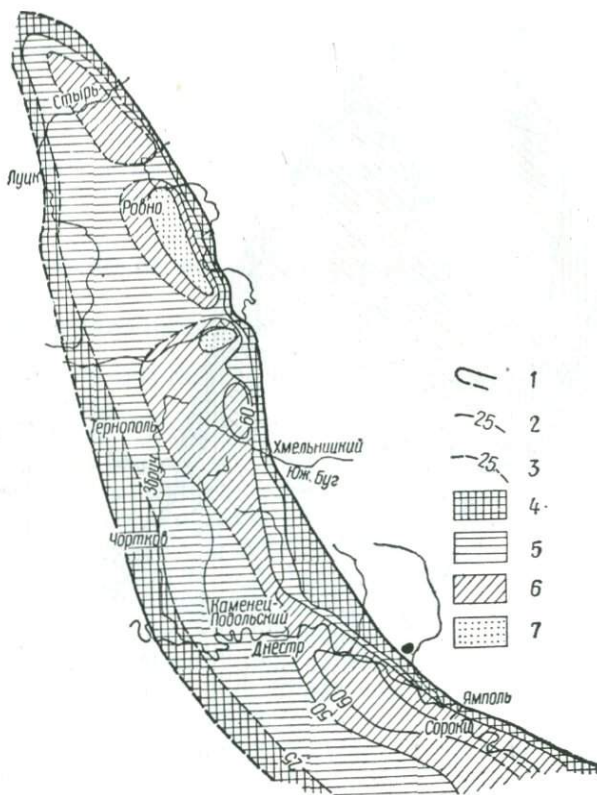


Рис. 21. Распределение мощностей отложений ярышевской свиты, по Л. И. Константиненко:

1—3 — то же, что и на рис. 20; шкала мощностей, м: 4 — 0—25, 5 — 25—50, 6 — 50—75, 7 — больше 75.

щиеся континентальными элювиально-делювиальными склоновыми фациями, переходящими по горизонтали и по вертикали в пролювиальные, аллювиальные и озерные (ломозовские аргиллиты) фации, на смену которым приходят прибрежно-морские. Ломозовские слои, по сути, подчеркивают предьямпольское выравнивание прибрежной равнины и начало существования ранневалдайского эпиконтинентального бассейна, поскольку верхняя — ямпольская часть могилевской свиты — залегает трансгрессивно на нижней и нередко — непосредственно на кристаллическом фундаменте, фиксируя с этого момента устойчивый морской режим на значительной площади Подольского сектора ВЕП.

Распределение мощностей нижневалдайских отложений свидетельствует об изолированном в течение длительного периода (могилевская, ярышевская, нагорянская свиты) седиментационном бассейне в юго-западной части платформы (рис. 20—22). В направлении с востока на запад разрез сокращается в результате выпадения

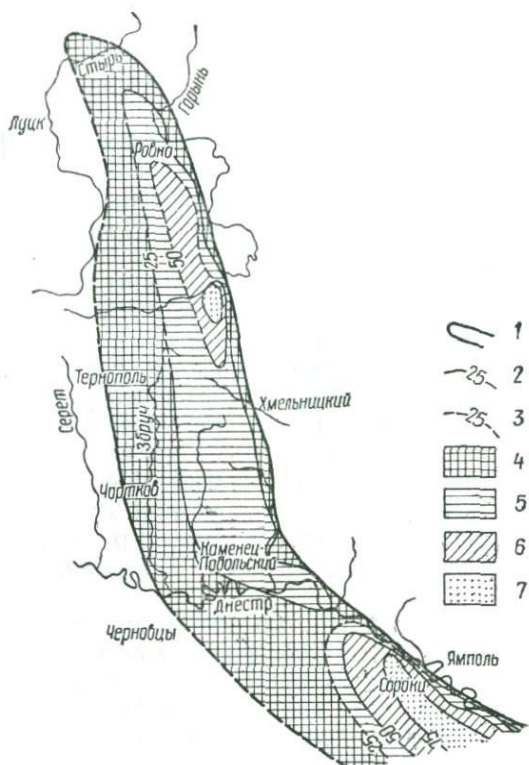


Рис. 22. Распределение мощностей отложений нагорянской свиты, по Л. И. Константиненко. Условные обозначения те же, что и на рис. 21.

из него нижних свит, тогда как мощность верхней части валдайской серии (каниловская свита) к западу нарастает до максимума (314 м) в скв. Завадовка-1, где нижневалдайские отложения не обнаружены. Наиболее значительные перерывы седиментации в этом бассейне с выходом отложений из-под уровня моря и образованием субаэральной коры выветривания фиксируются в кровле могилевской (Воссанчук 1959) и нагорянской (Великанов, Нечаев, 1971) свит.

Такого же типа эпиконтинентальный бассейн существовал и в Скандинавском секторе ВЕП, на западном склоне БЩ, где развиты два типа нижневалдайских продуктивных разрезов. Первый — полный — соответствует в значительной мере рассмотренному выше разрезу Подольского сектора ВЕП (послетиллитовая часть серий висингсё). Второй — сокращенный, — представленный только кварцито-сланцевой варяжской серией (серия лайсвалль) и соответствующий в общем могилевской свите. И если в первом разрезе на нижнем продуктивном уровне известно только медно-сульфидное

оруденение, а на верхнем, как и в Подольском секторе, только фосфориты, то второй тип разреза характеризуется наличием типоморфного для всей западной части платформы флюорит-барит-сульфидного оруденения.

Поскольку стратиграфическая сопоставимость фосфоритоносных аргиллитов о-ва Висингсё и Подолии сомнения не вызывает, рассмотрим нижний продуктивный уровень — серию лайсвалль. В основании серии лайсвалль (или лайсберг) на выветрелой поверхности гранитов фундамента залегает «эрозийная брекчия», выше которой следуют аркозы. В аркозах обычны включения обломков гранитов и локально в верхней части был обнаружен конгломерат, сходный с тиллитами (Grip, 1950). Брекчия и аркозы мощностью до 14 м местами не принимают участия в толще пород серии лайсвалль. Аркозы в разрезе обычно сменяются зелеными и красными сланцами и аргиллитами мощностью до 17 м или сланцеватыми аргиллитами мощностью до 25 м (Lilljequist, 1973). Поражает сходство отложений в основании серии лайсвалль и могилевской свиты.

Над базальными брекчиями, аркозами и сланцами залегает сероцветная песчаниковая свита, которая в рудном поле Лайсвалль подразделяется на нижний, средний и верхний песчаники (см. рис. 14).

Нижний песчаник мощностью 15—30 м состоит из кварцевых зерен хорошей сортировки с обломками слабо выветрелого полевого шпата, содержит также серицит и каолинит. В песчанике отмечены два устойчивых слоя глинистого сланца с хорошо сохранившимися следами ряби. По простиранию нижний песчаник замещается аргиллитами и сланцами.

Средний песчаник отличается от нижнего более темной окраской и отсутствием полевого шпата. Мощность его 2—12, составляя на месторождении 8 м. От нижнего песчаника средний отделен прослоем гравелито-конгломерата мощностью 0,1—0,5 м. В некоторых случаях нижний и верхний песчаники неразличимы.

Верхний песчаник отделен от среднего аналогичным гравелито-конгломератом, который также исчезает по простиранию. В пределах рудного поля верхний песчаник совершенно четко залегает на размытой поверхности среднего — безрудного; в углублениях последней в забоях рудника часто встречаются грубозернистый обломочный материал (гравелит), а над такими углублениями — линзы и прослои глинистых отложений. Верхний песчаник более грубозернист и характеризуется быстрой латеральной сменой размера зерен кварца. В единичных случаях в верхнем песчанике можно наблюдать глыбы гранитных пород до 1 м в поперечнике. Характерной чертой данного песчаника является его косая слоистость, определяющая направление транспортировки обломочного материала с запада и юго-запада. Мощность верхнего песчаника 4—11 м. Кверху песчаник постепенно переходит в конгломерат с удлиненными гальками черного сланца. Именно в этом «сланцевом конгломерате» отмечены отпечатки типа эдиакарских фоссилий Австралии

(Lilljequist, 1973). Конгломерат выдержан на значительной площади и служит отличным маркирующим горизонтом.

Выше серии лайсвалль следует толща аргиллитов мощностью около 40 м, в верхней части которой встречаются линзы известняка с фоссилиями нижнего кембрия. Этот разрез перекрыт среднекембрийскими черными квасцовыми сланцами (Kautsky, 1945).

Следует заметить, что мощность песчаниковой свиты серии лайсвалль достигает, как и могилевской, 40 м, а отпечатки эдиакарской фауны в кровле той и другой подтверждают правомерность выполненных ранее корреляций (Нечаев, 1971; 1974).

Таким образом, несмотря на значительную удаленность рудоносных территорий Скандинавского и Подольского секторов платформы, положение оруденения в их нижневалдайском разрезе едино. При этом как нижний продуктивный уровень, так и верхний отвечают поверхностям региональной пенеппенизации, сопровождаемыми также региональными перерывами седиментации. Начало валдайской эпохи характеризуется очень широким распространением грубообломочного материала, накапливающегося в мелководных и континентальных условиях. По данным В. П. Курочки (1959), ольчедаевские слои — отложения русловых потоков, а ямпольские — прибрежно-морские (вероятно, в приустьевом мелководье). Согласно палеорекострукциям Б. Коллини, медистые песчаники Висингсё локализованы в прибрежной и наиболее мелководной зоне палеобассейна. В песчано-глинистых морских отложениях довольно хорошо сохранились знаки ряби и волноприбойные знаки, трещины усыхания и косая слоистость (Magnusson, 1960; Соколов, 1964; Lilljequist, 1973).

Об изолированных седиментационных бассейнах ранневалдайского времени на юго-западе и северо-западе платформы также свидетельствуют литологический состав и неполнота вендского разреза Прибалтики, где констатирована неповсеместная распространенность лишь верхневалдайских — гдовской и котлинской свит (Менс, Пиррус, 1974). В Прибалтике на кристаллическом фундаменте залегают отложения гдовской свиты. Для верхневалдайских отложений характерно уменьшение мощности с востока на запад и их обогащенность в этом же направлении (города Таллин, Советск) песчаным материалом. Разрезу венда Прибалтики в целом свойственны специфические особенности краевой зоны осадконакопления: сокращенные мощности свит; перерывы и несогласия между свитами; сложные фациальные переходы между отложениями; широкое распространение пестроцветных отложений гумидного типа и, наоборот, ограниченность нормальной морской обстановки седиментации (Менс, Пиррус, 1974). В Литве, согласно К. А. Менс и Э. А. Пиррус, предполагаемые аналоги котлинской свиты являются регрессивными осадками валдайской серии; верхний же член вендского разреза Литвы, судя по наличию глауконита и ходов илороющих организмов, является, очевидно, уже базальным образованием балтийской серии кембрия. Отложения

балтийской серии, тесно связанные с валдайскими, сокращаясь по мощности в западном направлении, участками (о-в Готланд) залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте.

Наличие в разрезе венда Скандинавии тиллитов предполагает сухой и холодный климат накануне седиментации продуктивного разреза и теплый и влажный — при отложении фосфоритоносных аргиллитов (Magnusson, 1960).

На западном склоне УЩ тиллитоподобные образования Н. В. Веретенников установил в терригенных отложениях, подстилающих вулканиты волинской серии (Шульга, Заика-Новацкий, 1974). И если холодный климат в волинское время не вызывает сомнений у различных исследователей, то сложнее с представлениями о климате валдайской эпохи. В юго-западном секторе платформы Б. С. Соколов (1974) рассматривает могилевскую свиту и тесно связанную с ней грушкинскую как мариногляциальную, что переключается с отмеченной выше находкой Э. Грипом (Grip, 1950) тиллитоподобного конгломерата в основании серии лайсвалль. В то же время существует мнение о засушливом (Воссанчук, 1959) или жарком и влажном (Волочаев и др., 1970) климате валдая. По данным палеомагнитных исследований, ВЕП в это время находилась в экваториальной зоне Земли, следовательно, оледенение здесь не могло быть (Заика-Новацкий, Третьяк, 1974). Аридный климат при отложении ольчедаевских слоев С. С. Воссанчук обосновала следующими фактами: наличием в основании аркозовой толщи красноцветной коры выветривания на породах фундамента; пятнистой окраской отдельных пластов аркозовых песчаников вследствие местного обогащения их гидроокислами железа и марганца; широким развитием кремнистого цемента в песчаниках; иллитовым характером гидрослюд. На аридность климата однозначно указывают выявленные недавно скопления гипса в аргиллитах ярышевской свиты (между продуктивными могилевской и нагорянской свитами). Нельзя не отметить, что типичные для нижневалдайского разреза концентрации сульфидов меди, свинца и цинка, а также фосфоритов, флюорита и барита подчеркивают аридный характер климата. Как известно, концентрации в осадочных породах указанных выше сульфидов — показатель именно начальной стадии аридного литогенеза, для которой также характерно резкое усиление фосфатонакопления (Страхов, 1963); только в условиях этой — догипсовой (могилевская свита, серия лайсвалль) стадии осолонения бассейна возможна садка флюорита — чувствительнейшего индикатора галогенных формаций (Казаков, 1950; Čadek, Malkovski, 1966).

Признаки гляциального происхождения отложений нижнего валдая наряду со столь веской аргументацией аридности климата этого времени объясняются тем, что, согласно Н. М. Чумакову (1974), рассеянный песчаный и псефитовый материал — вероятно ледникового происхождения — может быть отдаленным следствием какого-либо из эпизодов африканской гляциэры:

Нижнекембрийский разрез

В нижнекембрийском разрезе продуктивны песчаники, залегающие в его кровле. Отмечавшаяся тесная литологическая связь отложений валдайской и балтийской серий не распространяется на продуктивную часть нижнекембрийского разреза. Наоборот, и это хорошо проявляется на юго-западе платформы, продуктивные отложения бережковской серии существенно отличаются и отделяются от балтийской перерывом седиментации с признаками субаэрального выветривания в кровле последней (Кириянов, 1971).

Отложения бережковской серии представлены светло-серыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с пачкой базальных конгломератов в основании. В наиболее полных разрезах признаки субаэрального выветривания отмечаются также в кровле бережковской серии (устное сообщение А. М. Ханисенко), а это вполне естественно, так как до начала следующего цикла седиментации наблюдался длительный перерыв почти до конца ордовика.

В Скандинавском секторе отложения нижнего кембрия залегают на размытой поверхности фундамента. В южной Швеции разрез начинается слоями аркозов, иногда конгломератов — переотложенных продуктов выветривания, которые перекрывают песчаник Хардеберга мощностью более 135 м. Последний представляет собой белую или светло-серую кварцитовидную породу. Верхняя часть этой песчаниковой серии содержит сероватый, участками слабо известковистый песчаник; иногда встречается глауконит и фосфориты; характерны следы червей. Выше следуют сланцы с *Holmia* (Thorslund, 1960). В центральной Швеции нижний кембрий мощностью около 30 м залегает на пенепленизированной поверхности фундамента (Дала-песчаники с силлами долеритов, Дала-порфиры). Разрез представлен аркозами и конгломератами, выше которых следуют глинистые сланцы, известковистые песчаники и рудоносные кварцевые песчаники Вассбо (см. рис. 16). Рудоносный песчаник залегает на размытой поверхности безрудного известковистого песчаника, а контакт между ними подчеркивает «пленка» черного сланца. Исключительно контрастно в рудном песчанике проявляется косая слоистость. Обращает внимание обилие в нем галек черного сланца и черных «пленок». Шведские геологи, работающие на рудниках, считают продуктивные песчаники месторождения Вассбо дельтовыми отложениями палеореки, протекавшей с юга на север.

От залегающей выше среднекембрийской толщи рудоносный песчаник отделен конгломератами. В образцах, отобранных нами из продуктивных отложений нижнего кембрия в карьере Хардеберга (песчаник) и в районе Вассбо (сланец из подошвы разреза и песчаник), В. В. Кириянов установил комплекс акритарх, типичных для бережковской серии Подолии.

Исходя из того, что мощность балтийской серии сокращается к северо-западу от Эстонии, а на о-ве Готланд эта серия залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте (Менс, Пиррус,

1974), нижнекембрийский разрез Швеции может быть моложе и по всем признакам соответствует бережковской серии юго-запада платформы. Огромное сходство этого разреза по его положению и составу с отложениями бережковской серии, тискреских (пиритасских) в Прибалтике и костшинских отложений в Польше указывает на существование седиментационного бассейна, регрессировавшего в конце раннего кембрия. Нижнекембрийский разрез не отражает никаких признаков абрадирующего воздействия морского бассейна этого времени. А в Скандинавском секторе платформы, в отличие от подольского, обращает внимание большая длительность периода, прошедшего после консолидации БЩ и седиментации продуктивного разреза нижнего кембрия, так что кембрийское море затапливало древний — «субкембрийский» пенеплен (терминология скандинавских геологов). Пенепленизация происходила на всем протяжении континентальных периодов иотния и субиотния, а данный пенеплен — древняя и сложная поверхность, хорошо выровненная уже до покрытия его раннекембрийским морем (Руттен, 1972).

Состав и небольшие мощности продуктивных отложений нижнего кембрия свидетельствуют об их формировании в мелководном эпиконтинентальном бассейне. Современное положение месторождений Швеции у самого края древней поверхности БЩ указывает на близость береговой линии раннекембрийского моря.

Следует подчеркнуть, что нижнекембрийский продуктивный разрез, как и нижневалдайский, снизу и сверху ограничен региональными перерывами (поверхности выравнивания); формировался он в условиях аридного климата.

Среднекембрийский — нижнеордовикский разрез

Особенностью среднекембрийского — нижнеордовикского разреза является формация черных сланцев, отложения которой известны в широком стратиграфическом диапазоне (при небольших мощностях отложений), причем допускается однообразие условий их седиментации в течение этого времени. Снизу и сверху формация ограничена заметными перерывами. Обращает внимание неполное стратиграфическое развитие разреза, наличие конгломератовых горизонтов, латеральные фациальные переходы отложений, свидетельствующие о седиментации в мелководном морском бассейне (Thorslund, 1960). В юго-восточной части района Осло в черных сланцах установлены псевдоморфозы по кристаллам каменной соли, что указывает на кратковременность существования эвапоритовых условий, т. е. в пользу мелководного характера формации. Значительные же количества органического материала, столь характерные для разреза, могли накопиться в тростниковых болотах (Руттен, 1972).

Вероятно, такой же возраст имеют отмеченные И. М. Суховым (1972) кембрийские черные тонкослоистые пиритизированные аргиллиты на юго-западе платформы — в Днестровско-Прутском между-

речь. Интересно, что здесь разрез завершают вишнево-красные алевролиты, образовавшиеся в результате сноса в море красноцветной коры выветривания, а в Швеции — кремнистые породы (Thorslund, 1960).

Установлено (Краускопф, 1959), что фации черносланцевой формации отлагаются на дне шельфа и по направлению к берегу изменяются, как правило, в такой последовательности: черные сланцы — фосфориты — кремнистые породы — карбонатные породы — глауконитовые песчаники — красноцветные отложения и эвапориты. В той же последовательности (в вертикальном разрезе) они отлагаются регрессирующим морем и в обратном порядке — при отложении трансгрессирующим. От зоны отложения фосфатных глинистых сланцев по направлению к суше на морском дне существуют аэробные условия, доказательством чего служат известняки и чисто кварцевые песчаники с ископаемой фауной, красноцветные отложения и эвапориты, образующиеся вдоль берега; последние возникают первоначально в результате аридного прибрежного климата.

Максимально металлоносные части слоев иногда приходится на маломощные «языки» сланцев, интерпретируемые как осадки заливов моря.

Средне-верхнеордовикский разрез

В юго-западном секторе платформы продуктивный молододовский горизонт среднего — верхнего ордовика трансгрессивно залегает на более древних разновозрастных, но не моложе нижнекембрийской бережковской серии, толщах с угловым несогласием. Молододовский бассейн представлял собой очень мелководный пролив между пра-Карпатами и УЩ (Соколов, 1964).

В Скандинавском секторе ВЕП продуктивный разрез подстилается отложениями нижнего ордовика, залегающими на выветрелых породах фундамента. Стратиграфический диапазон его, как и мощность, превышает молододовский горизонт, а характерной особенностью являются рифовые известняки районов Кульсберг (карадок) и Бода (ашгилл), свидетельствующие о мелководье и близости берега. На размытой поверхности продуктивной толщи залегают черные граптолитовые сланцы среднего лландовери или сланцы с известняками верхнего лландовери; участками этот перерыв зафиксирован конгломератами. Для рифовых известняков месторождения Бода характерны зеленые водоросли *Palaeoporella* (Thorslund, 1960).

Нижнесилурийский разрез

Разрезы силура и ордовика очень тесно связаны, несмотря на существование регионального перерыва между отложениями этих стратиграфических подразделений. И, хотя рудная минерали-

зация в силурийском разрезе Скандинавского сектора ВЕП не отмечалась, а на юго-западе платформы она весьма бедная, сам по себе последний факт заслуживает внимания. Скопления сульфидов встречены только в карбонатных отложениях нижнего отдела — от китайгородского горизонта (верхний лландовери) до границы с верхним отделом силура. На рубеже нижнего и верхнего отделов установлены признаки пересыхания седиментационного бассейна (Цегельнюк, 1969). Следовательно, как и во всех предыдущих разрезах, в силуре продуктивный уровень также заключен между несогласиями.

Интересно, что в Советской Прибалтике, где наибольшее количество рудопроявлений и точек минерализации приурочено к известнякам кровли среднего ордовика (раквереский горизонт), верхнего ордовика (горизонты набалаский, пиргуский и поркуниский) и нижнего силура (горизонты райкюлаский и адавереский), столь значительных, как в Скандинавском и в Подольском секторах платформы, перерывов нет. Особенность седиментации продуктивных разрезов на рубеже ордовик — силур заключается в том, что юго-западный склон платформы, восточная часть Балтийской впадины и прилегающая к ней юго-восточная часть БЩ в позднем ордовике и раннем силуре отвечали краевой части шельфа. Согласно Э. А. Юргенсон (1964), характерной чертой палеогеографической обстановки раннего силура на территории Эстонии являлось сокращение размеров морского бассейна. Раннесилурийское море распространялось здесь лишь в виде залива. В бассейне этом неоднократно образовывались рифы; на условия мелководья указывают также знаки ряби, косая слоистость и конгломераты.

Нижедевонский разрез

Рудная минерализация в нижедевонских отложениях известна на юго-западе платформы (типичная формация медистых песчаников) и на территории Латвии.

Продуктивная толща представлена образованиями регрессирующего моря, а отложения в кровле жединского яруса фиксируют окончательную его регрессию и начало лагунно-континентальных условий седиментации (Цегельнюк, 1969). Оруденение приурочено к прерывистым линзовидно выклинивающимся (Бирюлева и др., 1966) пластам сероцветных кварцитовидных песчаников, залегающих в красноцветной толще типа олд-ред.

Как можно видеть, почти все продуктивные разрезы палеозоя несут на себе признаки аридного климата. Это закономерно, поскольку в течение каледонского цикла ВЕП большей своей частью находилась в аридной климатической зоне (Наливкин и др., 1964).

Рассмотренные особенности продуктивных разрезов показывают, что одним из внешне выраженных факторов, благоприятствующих рудоносности конкретных стратиграфических уровней, являются длительные седиментационные перерывы, предшествовавшие

формированию рудовмещающих толщ. Во всяком случае мелким перерывам даже при их частоте на фоне общего осадконакопления при прочих равных условиях соответствует мелкомасштабное оруденение и рассеивание его по разрезу: ордовик — силур Советской Прибалтики, силур юго-запада платформы. Длительным же региональным перерывам соответствует рудоносность четких стратиграфических уровней (нижневалдайского, нижнекембрийского и средне-верхнеордовикского в западной части платформы в целом), и чем эти перерывы продолжительнее для идентичных стратиграфических уровней, тем выше их продуктивность, что ярко проявляется при сопоставлении рудоносных разрезов Скандинавского и Подольского секторов платформы.

Нижневалдайские образования подстилаются древним фундаментом, перерыв в обоих секторах чрезвычайно длителен — вероятно, около 1 млрд. лет.

Нижнекембрийские продуктивные отложения Скандинавии залегают на фундаменте более молодого возраста, но перерыв здесь составляет не менее 500 млн. лет, тогда как на юго-западе платформы это всего лишь внутрираннекембрийский перерыв.

Средне-верхнеордовикский разрез на северо-западе платформы также отделен от времени консолидации фундамента огромным перерывом; в Подольском секторе перерыв хотя и менее продолжителен, но, вероятно, достигает сотни миллионов лет.

Такого рода анализ дает возможность судить о вероятных перспективах различных стратиграфических уровней и, в частности, приводит к заключению о первостепенной необходимости изучения и опробования нижневалдайского уровня в юго-западном секторе платформы. Справедливо, однако, заметить, что рассмотренные продуктивные разрезы тесно связаны со структурами западного края платформы.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ

Структура кристаллического фундамента в течение длительного времени играла определяющую роль в формировании осадочного чехла платформы, что не могло не отразиться на концентрации в нем оруденения. Намечается несколько порядков подчиненности оруденения и структур.

Из всего предыдущего обзора совершенно очевидной становится пространственная связь рудоносных площадей, образующих своеобразный пояс в западной части платформы, главным образом со склонами ее положительных структур I порядка — Украинского и Балтийского щитов. На протяжении рассмотренного отрезка геологической истории склоны этих положительных структур представляли собой крылья седиментационных прогибов.

На крыльях прогибов — моноклиналей склонов щитов — рудные районы и рудные поля располагаются на поперечных выступах фундамента — структур II порядка, определяющих общий попереч-

ный перегиб рельефа фундамента, осложняющих моноклинали склонов и влияющих как на распределение мощностей осадков, так и на их фациальный состав.

Месторождения и рудопроявления в чехле над поперечными выступами фундамента приурочены к участкам, осложненным поднятиями и депрессиями III и более высоких порядков.

Структурный план юго-западной части платформы, сформировавшийся в венде, сохранялся в основных чертах до конца раннего палеозоя. Область накопления нижневалдайских осадков, в частности, характеризуется субмеридиональной ориентировкой (см. рис. 20—22). Данный структурный план контролировался режимом тектонических движений по субмеридиональным разломам западного края УЩ. Однако рудоносная площадь Приднестровья определенно связана с поперечным — Подольским — поднятием фундамента (рис. 23). Именно в пределах рудоносной площади вдоль внешнего края моноклинали закартированы локальные поднятия и депрессии, обусловленные блоками фундамента. Поднятия группируются в четыре полосы, соответствующие наиболее активным зонам в фундаменте (Великанов, 1971), и прослеживаются согласно общему простиранию моноклинали. Амплитуда поднятий, по данным В. А. Великанова (1971), увеличивается по мере погружения склона от 5—10 до 40—50 м; корневые их части в основании осадочного разреза представлены эрозионными выступами фундамента, ограниченными сериями сближенных разрывов, неоднократно подновлявшихся и составляющих довольно протяженные разломы. У подножий локальных поднятий развиваются пологие складки. Поперечная система дислокаций также обусловлена блоковым строением фундамента. Принципиальное значение имеет Гусятин-Городокская зона северо-восточного простирания, ограничивающая северный склон Подольского поперечного поднятия. Совершенно очевиден конседиментационный характер этой структуры по крайней мере до раннего девона (см. «Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР», 1960).

В седиментационном прогибе на склоне щита распространенность рудоносных отложений могилевского времени ограничена территорией между Новоушицким поднятием фундамента на северо-западе рудоносной площади и Немийским поднятием на юго-востоке, а также примыкающими к ним участками. Минерализация, распространяющаяся по падению моноклинали склона, также исчезает перед фронтом продольных поднятий, развитых вдоль Подольского разлома. Непосредственно на этой территории в ложе фундамента просматривается поперечная «долина», вдоль которой локализовано оруденение, в том числе Бахтынское флюоритовое месторождение. «Долинам» в фундаменте соответствуют врезы — «заливы» и, по всей вероятности, явно геоморфологические аккумулятивные рудоконтролирующие элементы древних бассейнов унаследуют тектонические структуры. Характерна приуроченность

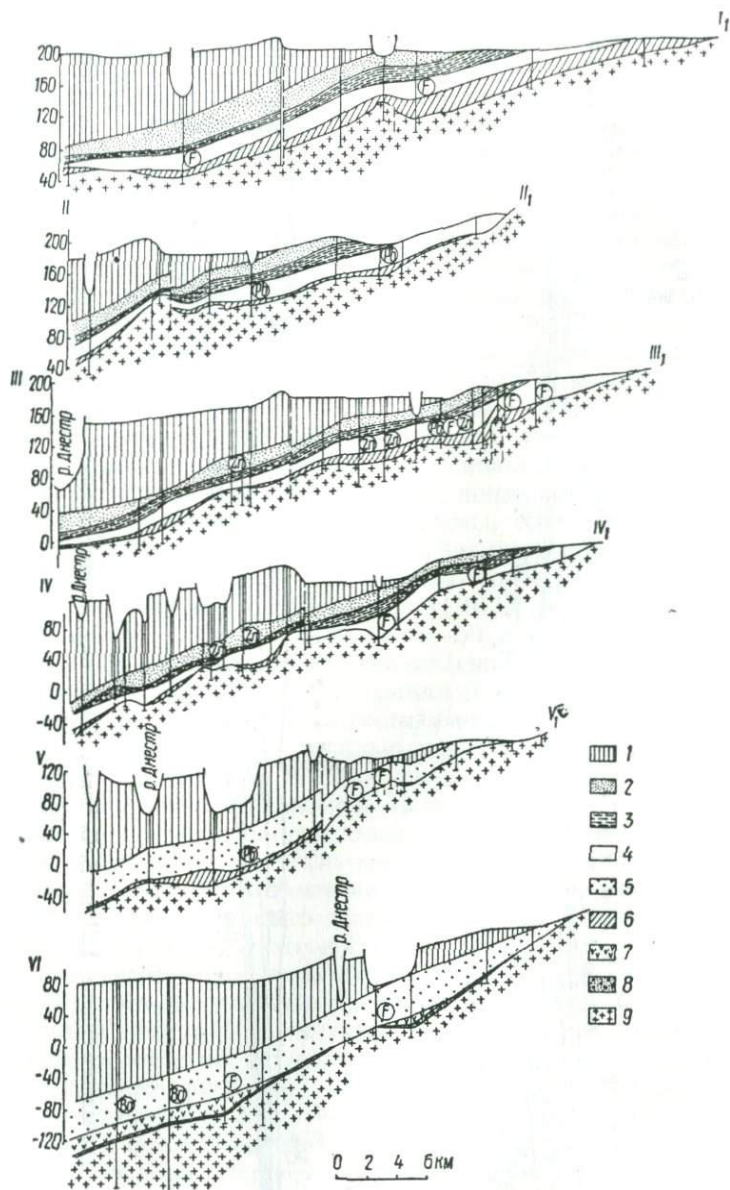


Рис. 24. Положение рудной минерализации на юго-западном склоне Украинского щита (привязку разрезов см. на рис. 8):

1 — надмогилевские отложения; 2 — ямпольские слои; 3 — ломозовские слои; 4 — ольчедаевские слои; 5 — отложения могилевской свиты нерасчлененные; 6 — «грушkinsкая свита»; 7 — каменские диабазы; 8 — подэффузивная брекчия; 9 — кристаллический фундамент; минерализация: F — флюорит, Pb — галенит, Zn — сфалерит, Ba — барит, I—I₁ — IV—VI₁ — геологические разрезы.

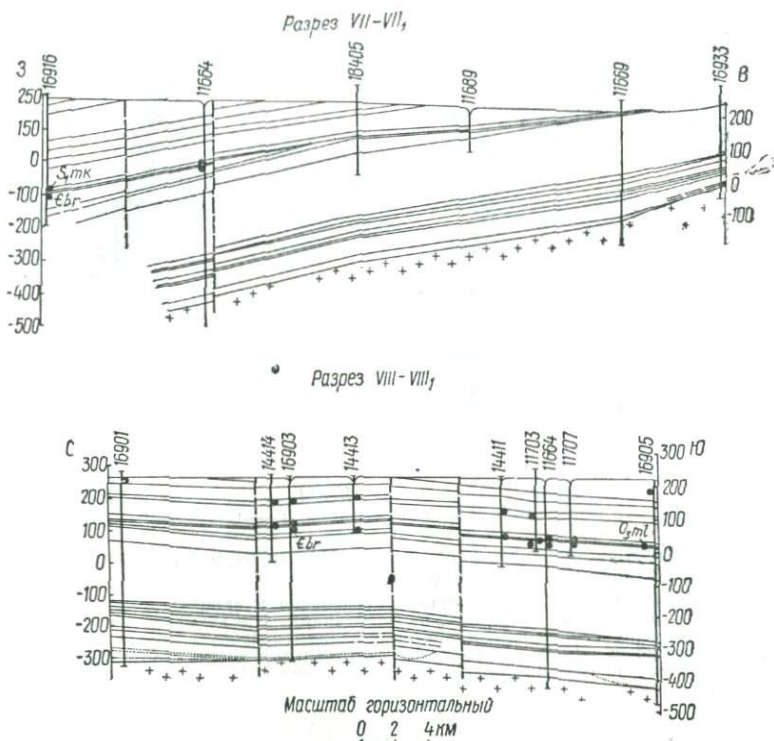


Рис. 25. Проявления сульфидов свинца и цинка в отложениях нижнего палеозоя на северном склоне Подольского выступа (привязку разрезов см. на рис. 8). Рудоносные уровни: S_{1mk} — мукшинский горизонт, O_{3ml} — молодцовский горизонт; E_{Br} — бережковская серия.

рудопроявлений либо непосредственно к локальным понижениям фундамента (преимущественно флюорит), либо к склонам сопряженных локальных поднятий (рис. 24). Весьма примечательна приуроченность концентраций барита к породам нерасчлененного разреза могилевской свиты, образовавшимся в обстановке смены фаций.

Как известно, фосфориты в отложениях нагорянской свиты — прекрасный маркирующий признак, однако площадь распространения рудоносных фосфоритовых конкреций в нагорянской свите более локальна, чем вся конкрециеносная территория. Она смещена к западу от рассмотренного минерализованного поля в отложениях могилевской свиты валдая и также исчезает перед фронтом конседиментационных поднятий (Великанов, Нечаев, 1971).

По мере погружения поверхности фундамента столь отчетливая связь рудоносных отложений со структурой подстилающих образований проявляется менее контрастно (сказывается более низкий уровень геологической изученности!). Тем не менее эта связь заметна: площадь с сульфидной минерализацией в толщах палеозоя

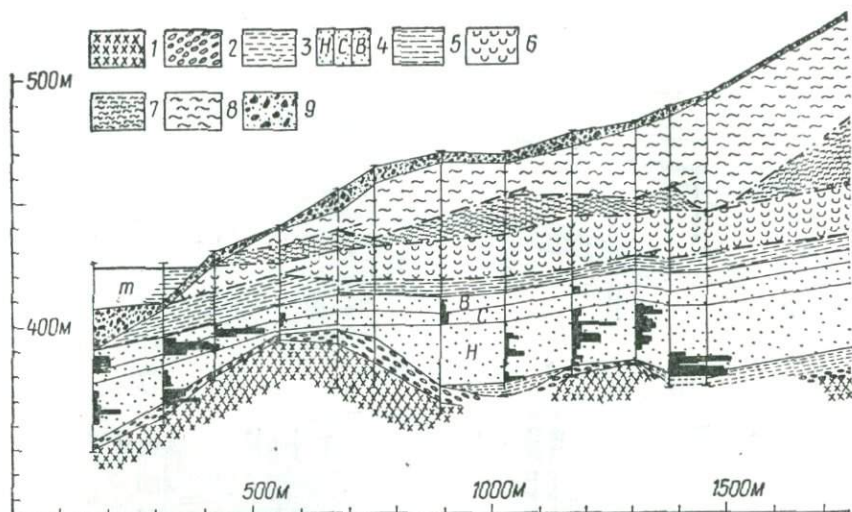


Рис. 26. Рудоконтролирующая роль локальных структур фундамента на месторождении Лайсвалль, по Э. Грипу (Grip, 1960):

1 — докембрийский гранит; 2 — брекчия выветривания и аркозы; 3 — аргиллит; 4 — песчаник (Н — нижний, С — средний, В — верхний); 5 — кембрийские сланцы; 6 — комплекс Каскавяре; 7 — серицит-хлоритовые сланцы надвигнутой зоны; 8 — комплекс Ираф; 9 — морена; т — озеро Стурлайсан. Вертикальные линии — буровые скважины, черные колонки справа от них определяют процентное содержание свинца в различных интервалах.

находится на северном крыле Подольского подземного выступа кристаллического фундамента — субширотный отрезок среднего течения Днестра — и ограничена с севера зоной субширотных нарушений в нем южнее линии Гусятин — Городок. На продольных геологических разрезах максимальные концентрации сульфидов, в том числе Заречанского рудопоявления, приурочены к поперечной флектуре; достаточно отчетлива при этом обусловленность перегиба в осадочном чехле поведением фундамента (рис. 25). Влияние Подольского поперечного поднятия сказывается в снижении рудных концентраций по мере удаления от него в северо-западном направлении.

Сходные закономерности рудолокализации установлены и в Скандинавском секторе ВЕП. По данным Э. Грипа, все районы и участки развития оруденения в осадочных толщах на территории Швеции, в том числе месторождения Лайсвалль и Вассбо, располагаются в пределах выступов — поднятий кристаллического фундамента. На месторождении Лайсвалль, кроме того, оруденение контролируют локальные поднятия фундамента, осложняющие присклоновую депрессию (рис. 26). На месторождении Вассбо блюдцеобразная депрессия с относительным превышением краев над дном 15 м, выполненная продуктивными песчаниками, прослежена Х. Кристофферсоном по изогипсам докембрийского ложа. Как и в

Приднестровье, береговая линия вблизи минерализованных площадей изрезана, а месторождения Лайсвалль и Вассбо находятся напротив «заливов».

Приведенный фактический материал свидетельствует о ведущей роли *тектонического фактора* в размещении оруденения во времени
Таблица 5

Строение и минерализация основных осадочных ритмов венда и раннего палеозоя юго-запада ВЕП

Ритм	Отдел	Стадия	Маркирующее стратиграфическое подразделение	Перерывы седиментации, признаки выветривания	Минеральные концентрации
Среднеордовикско-раннедевонский	D ₁	C	—	—	Сульфиды Cu, барит
	S ₂ S ₁	B	— — — —	Перерыв Перерыв	Сульфиды Pb, Zn
	O ₂₋₃	A	Молодовский горизонт		Сульфиды Pb, Zn, барит
----- Перерыв E ₁ —O ₂ -----					
Валдайско-раннекембрийский	E ₁	C	Бережковская серия	Перерыв, кора	Сульфиды Pb, Zn, барит
	E ₁	B	Балтийская серия Каниловская свита		Перерыв, кора Перерыв
	PR ₃		— — — — Нагорянская свита	Фторapatит, сульфиды Pb, Zn, Cu Mn-кальцит	
			Ярышевская свита	Гипс	
PR ₃	A	Могилевская свита PR ₃ mg		Сульфиды Pb, Zn, Cu флюорит, барит, фосфаты, Mn-кальцит	
----- Перерыв PR ₁ —PR ₃ , кора -----					

и пространстве. Частные проявления этого фактора теснейшим образом связаны с главными этапами геологической истории западной части платформы, отраженными в конкретных стадиях — трансгрессивных и регрессивных сериях — основных седиментационных макроритмов.

Главные циклы венд-раннепалеозойской истории запада ВЕП наиболее полно отражены в ее юго-западном секторе, где отчетливо выделяются валдайско-раннекембрийский и среднеордовикско-

раннедевонский макроритмы, по строению, составу и комплексу минеральных концентраций (табл. 5) сходные с обобщенным элементарным ритмом Н. М. Страхова (1949).

Состав оруденения в конкретных стадиях осадочного ритма, согласующийся с палеоклиматическими реконструкциями для данных геологических эпох, может быть индикатором палеоклимата, также других продуктивных стратиграфических уровней: Очевидная сопряженность рудоносных уровней со стадиями накопления галогенных образований объясняется особенностями палеоклимата. В этом плане интересно тяготение свинцово-цинковых и флюоритовых месторождений к палеоэкваторам соответствующих эпох, отмеченное А. М. Заседателевым на Всесоюзном совещании по проблемам источников рудного вещества эндогенных месторождений (Москва, декабрь 1974 г.).

Привлекает внимание огромное сходство рассмотренных палеогеографических условий формирования рудовмещающих толщ и обстановки и места нефтенакопления, согласно обобщениям А. И. Егорова (1960): 1) Нефть накапливается в тех частях теплого климатического пояса (аридные пояса), которые располагаются по мелководным окраинам морей, краевых прогибов, опоясывающих кристаллические щиты, или по внутренним впадинам платформы. Наиболее перспективны осадочные бассейны, образовавшиеся в результате крупных опусканий краевых частей платформы (континентальных массивов). 2) Особенно богаты нефтью и газом осадки замкнутых и полузакмнутых мелководных морей, так как в них поступает большое количество органического горючего материала с окружающей суши (особенно такой, на которой в больших масштабах происходит торфонакопление). 3) Нефтегазонакопление идет в бассейнах с высокой концентрацией водородных ионов, т. е. обычно в областях соле- и гипсонакопления, где создаются благоприятные, необходимые условия для биохимических процессов образования жидких и газообразных первичных продуктов, которые позже, если позволяла обстановка, превращались в нефть и горючие газы.

Исходя из особенностей минерального состава рудных концентраций, иногда в сумме с данными палеоклиматических реконструкций, с определенностью можно говорить об аридном литогенезе на нижневалдайском, нижнекембрийском, среднекембрийско-нижнеордовикском, средне-верхнеордовикском и раннедевонском стратиграфических продуктивных уровнях.

Как подчеркивалось, несогласия и перерывы в продуктивных разрезах осадочного чехла несут признаки континентального и субаэрального выветривания. Надо полагать, что наиболее длительные из них, соответствующие эпохам континентального стояния крупных блоков платформы, благоприятствовали глубокому химическому выветриванию в областях питания седиментационных палеобассейнов. При этом не стоит искать противоречия между палеоклиматическими условиями в областях выноса и седиментации

вещества: главная особенность аридного литогенеза, согласно Н. М. Страхову (1963), в том и состоит, что породообразование происходит главным образом за счет аллохтонного материала, поступающего из соседних гумидных зон.

Важнейшая палеогеоморфологическая особенность условий формирования рудовмещающих толщ заключается в том, что оба сектора платформы в рассмотренном геолого-историческом диапазоне представляли собой континентальный шельф, являясь подводным продолжением окраинных областей прилегающей суши. По типу это так называемый (Меро, 1969) широкий шельф, относительно мелководный и монотонно ровный, встречающийся близ устойчивых берегов обширных равнин суши.

ИСТОЧНИКИ РУДООБРАЗУЮЩИХ КОМПОНЕНТОВ

Одной из главнейших проблем генезиса оруденения вообще является проблема источников рудного вещества, минералообразующих компонентов при формировании конкретных минеральных тел, в том числе месторождений.

Качественное сходство минерализации в осадочных толщах и в трещинах кристаллического фундамента Подольского сектора ВЕП интерпретировалось как результат восходящей миграции эндогенных глубинных растворов (Ивантишин, 1960; Семененко и др., 1968), при этом не назывался источник рудоносных гидротерм. Е. К. Лазаренко и Б. И. Сребродольский (1969) указывают на конкретный рудоносный магматический комплекс — базальтоиды каменной свиты, с которыми они генетически связывают флюорит и некоторые сульфиды. Однако вероятность последнего источника не согласуется с геологической обстановкой: рудоносные отложения залегают стратиграфически выше каменной свиты, отделены от нее крупным несогласием и значительным интервалом времени, в течение которого на вулканитах каменной свиты успела сформироваться кора выветривания; кроме того, в Скандинавском секторе ВЕП, рудоносность которого показана выше, вообще не известны магматогенные аналоги волынской серии.

Есть высказывания (Семененко и др., 1968) и представления (Grip, 1960, 1967) о связи источников рудного вещества с эндогенными процессами каледонского цикла. В частности, Н. П. Семененко и др. (1968) указывают на силурийский вулканизм как на источник оруденения западного склона УЩ. Объективно оценивая это утверждение, заметим, что для него нет никаких оснований, поскольку диагностика связи силурийского вулканизма с седиментацией рудоносных отложений весьма затруднительна. Дело в том, что в Скандинавском секторе, где силурийский вулканизм в складчатой зоне каледонид и синхронные его продукты в платформенных отложениях силура достоверно коррелируются (Kautsky, 1949), оруденение в последних не известно. В Подольском же секторе убогая сульфидная минерализация в основном рассеяна по силурийскому разрезу и никак не связана с продуктами удаленного вулка-

низма — бентонитами, названными З. Суйковским биотитовыми туффитами и трахитовыми туфами (Шатский, 1946). Не подтверждается связь оруденения с вулканизмом и материалами по Советской Прибалтике.

Сопоставляя стратиграфическое положение силурийских метабентонитов Эстонии, согласно работе Э. А. Юргенсон (1964), и оруденения, по данным В. А. Пуура, Б. А. Судова и М. И. Нийн (табл. 6), можно видеть своего рода корреляцию между бентонитовыми прослоями и оруденением только на уровне адаверского го-

Таблица 6

Стратиграфическое положение метабентонитов и полиметаллического оруденения в нижнесилурийских отложениях Эстонии

Стратиграфический горизонт	Количество		
	прослоев бентонитов	рудопроявлений	точек минерализации
Ягарахуский	7	—	—
Яаниский	20	—	1
Адаверский	22	15	29
Райккюлаский	1	5	16
Тамсалуский	1	1	2

ризонта. Отсутствие более серьезных аргументов в пользу магматогенной природы источника рудного вещества дает возможность рассматривать подобные суждения и утверждения не более чем дань старой традиции.

Суть концепции Э. Грипа (Grip, 1960, 1967) заключается в формировании рудоносных растворов при палингенезе внутри каледонской геосинклинали, где отлагались колчеданные руды, а остаточные растворы (Grip, 1967) мигрировали одновременно с надвиговыми покровами к внешней границе геосинклинали, выщелачивая по пути рудогенные элементы из черных сланцев кембродордовика. И если эта концепция может быть справедливой для палингенного образования силурийских пиритовых месторождений геосинклинали, то она совершенно не приемлема для расшифровки природы многоярусного оруденения в платформенном чехле, так как показанные выше закономерности размещения оруденения и контролирующие его факторы с позиций Э. Грипа необъяснимы.

В определенной мере с представлениями Э. Грипа перекликается гипотеза А. В. Копелиовича (1965) о метаморфогенной природе оруденения: при интенсивном эпигенезе и метаморфизме интерстициальные воды обогащаются рудными компонентами, освобождающимися при растворении породообразующих минералов вмещающих толщ. Это представление разделяют Л. Г. Ткачук и Э. Я. Жовинский (1968), допускающие частичное поступление металлов «...за счет опреснения высокоминеральных растворов, которые поднимались с больших глубин (области прогрессивного метаморфизма)» (с. 77).

С последним не согласуются данные о пористости продуктивных песчаников, которая, по данным Э. Я. Жовинского (1969), на глубинах 0—400 м почти вдвое ниже (11—15%) их пористости на больших глубинах (24%). Сторонники метаморфогенной гипотезы не могут объяснить четкий стратиграфический контроль оруденения.

Для проверки метаморфогенной гипотезы специальные исследования показали неизменное содержание свинца в обломочном по-

Таблица 7

Содержание свинца, калий-аргоновое отношение и изотопный возраст полевых шпатов

Полевой шпат из гранитоидов фундамента				Полевой шпат из песчаников могилевской свиты			
Содержание			Возраст, млн. лет	Содержание			Возраст, млн. лет
Pb, вес. %	K, вес. %	Ar, e/e^{-7}		Pb, вес. %	K, вес. %	Ar, e/e^{-7}	
0,002	10,25	12,566	1270	0,003	10,25	11,534	1190
0,003	11,00	12,869	1225	0,003	11,30	11,840	1130
0,006	9,70	11,854	1270	0,003—0,006	10,50	9,469	1000

левом шпате из песчаников могилевской свиты, претерпевших наибольшие постседиментационные преобразования по сравнению с полевым шпатом из пород фундамента (источник обломочного полевого шпата). Кроме того, определение калий-аргонового отношения в этих же полевых шпатах указывает на отсутствие их постседиментационных изменений в таких масштабах, в результате которых, согласно А. В. Копелиовичу (1965), должен был бы «освободиться» свинец (табл. 7).

В то же время простое сопоставление минерального состава пород западной части УЩ и сопряженных седиментационных палеобассейнов позволило выявить весьма важную деталь: пироксены и амфиболы, играющие очень существенную количественную роль в его кристаллических комплексах, практически не развиты в осадочных толщах, сформировавшихся в результате размыва пород щита. Надо полагать, что эти магнезиально-железистые силикаты в очень незначительном количестве могли достигать седиментационных палеобассейнов вследствие химического разложения *in situ* при формировании на щите коры выветривания. Вместе с тем отмечалось отсутствие или очень низкое содержание фтора в обломочных слюдах из осадочных толщ (Лазаренко и Сребродольский, 1969) по сравнению с его содержанием в слюдах кристаллических комплексов щита. Таким образом, поступление элементов, создающих рудные концентрации в осадочных толщах на западном склоне щита, в результате химического выветривания его древних комплексов наиболее вероятно (Нечаев, 1971). В пользу такого представления свидетельствуют столь важные факты, установленные в Подольском секторе ВЕП, как сопряженность рудоносных стратиграфических уровней

с перерывами и несогласиями с отчетливыми признаками выветривания; локализация оруденения в прибрежных участках седиментационных бассейнов и последовательное смещение — скольжение — продуктивных горизонтов по мере удаления от обнаженного фундамента (в связи с перемещением береговой линии) при определенном качественном сходстве комплекса концентрирующихся в них химических элементов; ограниченность оруденения по падению вмещающих толщ на каждом конкретном стратиграфическом уровне.

Геохимические данные о природе источников рудогенных элементов и рудообразующих растворов

Рудогенные элементы в породах и минералах областей сноса

Материнскими породами являются гибридные гранитоиды подольского чарнокитового комплекса, включающие древнейшие образования западной части щита — кристаллические сланцы основного состава и пироксеновые гнейсы. К северу от этого древнего ядра находятся более молодые гранитоидные комплексы — бердичевский и побугский (с включенными в них гнейсами подольской серии) и кировоградско-житомирский комплекс гранитных пород.

Для выяснения конкретной позиции микроэлементов в кристаллических породах было проанализировано спектрально и химически около 300 мономинеральных фракций породообразующих минералов из кристаллических комплексов западной части УЩ. Анализу подвергались пробы как из коллекции автора, так и монофракции, представленные сотрудниками ИГФМ АН УССР М. А. Ярощук, А. П. Заяц, А. Б. Фоминым, В. М. Венедиктовым и треста Киевгеология Ю. К. Пийяром.

Приведенные аналитические данные (табл. 8) дают возможность выявить вполне определенную тенденцию к распределению микроэлементов в породообразующих минералах.

Олово концентрируется в амфиболах и биотитах.

Свинец характерен для многих минералов, но закономерно накапливается в полевых шпатах и определен более чем в половине проб пироксенов. Довольно высокие содержания свинца установлены в апатите, однако из-за незначительного количества анализов этого минерала трудно судить о закономерности данного явления. Учитывая тот факт, что апатит как породообразующий минерал в образованиях щита находится в ничтожно малом количестве по сравнению с полевыми шпатами, следует подчеркнуть ведущую роль в концентрации свинца именно полевых шпатов.

Марганец накапливается максимально в пироксенах и гранатах, в три раза ниже среднее его содержание в амфиболах.

Никель и кобальт характерны для сульфидов железа, амфиболов, биотитов и пироксенов, где установлены высокие средние содержания этих элементов.

Таблица 8
Содержание микроэлементов в породообразующих минералах западной части УЩ,

Группа минералов	Sn	Pb	Mn	Co
Пироксены (43 пробы)	0,0006—0,002 (5)	0,0001—0,03 0,0039	0,06—2,0 0,48	0,0001—0,01 0,003
Амфиболы (40 проб)	0,0003—0,003 0,0006	0,0003—0,015 (9)	0,03—0,4 0,17	0,0003—0,015 0,003
Биотиты (104 пробы)	0,0003—0,006 0,0004	0,0001—0,03 0,0013	0,006—0,3 0,076	0,0001—0,006 0,0015
Гранаты (25 проб)	0,0001—0,0006 (2)	0,0001—0,005 0,0007	0,08—2,5 0,48	0,0001—0,006 0,0012
Кордиериты (5 проб)	—	0,0001—0,0006 0,0003	0,02—0,04 0,03	0,001—0,001 0,001
Полевые шпаты (49 проб)	0,0003 (1)	0,0006—0,016 0,0043	0,001—0,01 0,0045	—
Магнетиты (11 проб)	0,0003 (2)	0,0003—0,001 0,0004	0,001—0,05 0,017	—
Сульфиды железа (6 проб)	—	0,0005—0,001 0,0007	0,006—0,05 0,019	0,001—0,01 0,007
Апатиты (3 пробы)	—	0,004—0,06 0,023	1,0—1,0 1,0	0,0002—0,0003 0,0003

Примечание. В числителе — содержание элементов (минимальное — максимальное); в знаменателе — данные по 68 пробам, в том числе 45 анализов биотита, по данным Н. П. Шербака (ИГФМ АН УССР); в скобках — количество проб (недостаточное для оценки среднего) с данным содержанием.

Таблица 9
Коэффициент концентрации микроэлементов в породообразующих минералах кристаллических комплексов западной части УЩ

Группа минералов	Элемент			
	Sn $2,5 \cdot 10^{-4}$	Pb $1,6 \cdot 10^{-3}$	Mn $1,0 \cdot 10^{-1}$	Co $1,8 \cdot 10^{-3}$
Пироксены	—	2,4	4,8	1,7
Амфиболы	2,4	—	1,7	1,7
Биотиты	1,6	—	—	—
Полевые шпаты	—	2,7	—	—
Гранаты	—	—	4,8	—
Кордиериты	—	—	—	—
Магнетиты	—	—	—	—
Сульфиды железа	—	—	—	3,9
Апатиты	—	14,4	10	—

Примечание. Коэффициент концентрации K вычислен по отношению средневзвешенного для остальных случаев $K < 1$; + — элемент с явной тенденцией к концентрации в данной группе минерала.

Молибден зафиксирован исключительно в полевых шпатах, и нужно полагать эта группа минералов является концентратором молибдена.

Серебро обнаружено в полевых шпатах, гранатах, магнетитах и сульфидах железа; совершенно явная тенденция серебра к концентрации установлена в трех последних группах минералов при максимальных средних его содержаниях в рудных минералах.

вес. %

Ni	Mo	Ag	Zn	Ba	F
0,0001—0,03 0,006	—	0,0001 (5)	0,001—0,25 0,056	0,004—0,12 (9)	—
0,0003—0,006 0,01	—	—	0,006—0,074 0,019	0,001—0,25 0,034	0,42 (5)
0,0001—0,06 0,0078	—	—	0,001—0,1 0,021	0,005—0,6 0,095	1,7 0,36*
0,0001—0,006 0,0006	—	0,0001—0,001 (9)	0,001—0,05 0,016	0,006—0,025 (6)	—
0,001—0,02 0,005	—	—	0,006—0,02 0,012	0,03—0,1 0,065	—
—	0,00005—0,0003 0,0001	0,0003 (7)	—	0,001—0,63 0,144	—
0,0001—0,002 0,0004	—	0,00001—0,0008 0,00035	0,001—0,06 0,024	—	—
0,002—0,1 0,068	0,0003 (1)	0,0001—0,0004 0,00018	0,001—0,03 0,014	0,01—0,04 (4)	—
0,0001—0,0006 0,0003	—	—	0,006—0,01 0,009	—	0,89—1,15 1,0

менателе — среднее содержание. Щербака (ИГФМ АН УССР); в скобках — количество проб (недостаточное для оценки среднего) с данным содержанием.

Коэффициент концентрации микроэлементов в породообразующих минералах кристаллических комплексов западной части УЩ

и его кларк в литосфере, вес. %

Ni $5,8 \cdot 10^{-3}$	Mo $1,1 \cdot 10^{-4}$	Ag $7,0 \cdot 10^{-6}$	Zn $8,3 \cdot 10^{-3}$	Ba $6,5 \cdot 10^{-2}$	F $6,6 \cdot 10^{-2}$
1,03	—	—	6,8	—	—
1,7	—	—	2,2	—	4,5
1,3	—	—	2,5	1,5	5,5
—	+	+	—	2,2	—
—	—	+	1,9	—	—
—	—	—	1,5	1	—
—	—	50	3	—	—
11,7	—	25,7	1,7	—	—
—	—	—	1,08	—	15

данного количества проб каждой группы минералов к кларку литосферы, по А. П. Виноградову; в литосфере, по оценке среднего содержания которого затруднительна.

Цинк максимально концентрируется в пироксенах, примерно втрое ниже и почти одинаково среднее содержание цинка в амфиболах и биотитах.

Барий накапливается в полевых шпатах.

Фтор входит в состав амфиболов, биотитов и апатитов. Наиболее высокое среднее его содержание отмечено в апатите, однако из-за незначительных количеств этого минерала по сравнению

с амфиболами и особенно биотитами в кристаллических породах щита роль апатита как носителя фтора оценивается ниже роли названных силикатов.

По 23 анализам биотитов содержание фтора в них составляет 0,17—0,66, в среднем 0,38%.

Содержание фтора в биотитах гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса (13 проб) 0,12—0,50, в среднем 0,31%; в гранитоидах бердичевского комплекса (18 проб) соответственно 0,06—1,10, среднее — 0,28%; в аплит-пегматоидных гранитах побугского комплекса (14 проб) — 0,20—1,7%. Среднее содержание фтора в биотитах по 68 пробам составляет 0,36%.

Приведенные аналитические данные указывают на существенную роль породообразующих минералов в концентрации микроэлементов. Руководствуясь средними содержаниями рассмотренных элементов в литосфере, по данным А. П. Виноградова (1962), можно оценить степень их концентрации в изучавшихся группах минералов (табл. 9).

По степени концентрации микроэлементов можно наметить ряды минералов: *олово* — амфиболы, биотиты; *свинец* — полевые шпаты, пироксены; *марганец* — апатиты (?), гранаты — пироксены, амфиболы; *кобальт* — сульфиды железа, пироксены — амфиболы; *никель* — сульфиды железа, амфиболы, биотиты, пироксены; *молибден* — полевые шпаты; *цинк* — пироксены, магнетиты, биотиты, амфиболы, гранаты, сульфиды железа, кордиериты; *барий* — полевые шпаты, биотиты; *фтор* — апатиты, биотиты, амфиболы.

Поведение и масштабы выноса рудогенных элементов при выветривании

В профиле выветривания на исходных кристаллических породах различаются следующие зоны (снизу вверх): дезинтеграции и начального выщелачивания; частичной каолинизации или каолинит-гидрослюдистая; каолининовая (с подзонами щелочных каолинов и нормальных каолинов только на гранитоидах бердичевского комплекса).

Аналитические данные (вес.%) исходных пород и продуктов их выветривания были проанализированы спектрально в лаборатории научно-исследовательского сектора Киевского университета и пересчитаны на количество вещества в единице объема, $мг/см^3$, поскольку именно по методу абсолютных масс (Страхов, 1970) можно сравнением однозначно выяснить поведение конкретного элемента как в коре выветривания вообще, так и в отдельных ее зонах (табл. 10, 11).

По результатам обработки аналитических данных (рис. 27) можно констатировать некоторые различия в подвижности отдельных элементов, однако общей — генеральной — тенденцией является вынос их по мере формирования профиля выветривания, что согласуется с поведением различных элементов, включая барий,

Таблица 10

Содержание микроэлементов в профиле выветривания гранитоидов

Элемент	Предел чувствительности определения элемента	Каолинитовая зона		Каолинит-гидрослюдистая зона (N — 98)	Зона дезинтеграции (N — 165)	Кристаллические породы (N — 114)
		Подзона нормальных каолинов (N — 150)	Подзона щелочных каолинов (N — 25)			
Ti	$4 \cdot 10^{-2}$	$\frac{2280}{3,5}$	$\frac{2700}{5}$	$\frac{2880}{5}$	$\frac{3010}{6}$	$\frac{2650}{7}$
Sn	$3 \cdot 10^{-4}$	Ниже $\frac{3 \cdot 10^{-4}}{3 \cdot 10^{-4}}$	Ниже $\frac{3 \cdot 10^{-4}}{3 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{5,9}{0,011}$	$\frac{4,8}{0,009}$	$\frac{4,1}{0,011}$
Pb	$6 \cdot 10^{-4}$	$\frac{8,2}{0,012}$	$\frac{13,1}{0,022}$	$\frac{11,1}{0,020}$	$\frac{10,6}{0,021}$	$\frac{11,8}{0,031}$
Mn	$1 \cdot 10^{-3}$	$\frac{36,5}{0,055}$	$\frac{45,3}{0,077}$	$\frac{237,9}{0,428}$	$\frac{159,9}{0,315}$	$\frac{213,8}{0,556}$
Co	$8 \cdot 10^{-4}$	Ниже $\frac{8 \cdot 10^{-4}}{8 \cdot 10^{-4}}$	Ниже $\frac{8 \cdot 10^{-4}}{8 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{8,7}{0,016}$	$\frac{10,4}{0,020}$	$\frac{11,2}{0,029}$
Ni	$1 \cdot 10^{-4}$	$\frac{2,6}{0,004}$	$\frac{14,1}{0,024}$	$\frac{22,1}{0,040}$	$\frac{27,9}{0,055}$	$\frac{32,0}{0,083}$
Mo	$5 \cdot 10^{-5}$	$\frac{0,56}{0,001}$	$\frac{0,69}{0,001}$	$\frac{1,79}{0,003}$	$\frac{1,83}{0,004}$	$\frac{1,40}{0,004}$
Ag	$1 \cdot 10^{-5}$	Ниже $\frac{1 \cdot 10^{-5}}{1 \cdot 10^{-5}}$	Ниже $\frac{1 \cdot 10^{-5}}{1 \cdot 10^{-5}}$	Ниже $\frac{1 \cdot 10^{-5}}{1 \cdot 10^{-5}}$	Ниже $\frac{1 \cdot 10^{-5}}{1 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{0,10}{0,0003}$
Zn	$1 \cdot 10^{-3}$	$\frac{10,5}{0,016}$	$\frac{18,1}{0,031}$	$\frac{72,9}{0,131}$	$\frac{92,4}{0,182}$	$\frac{83,8}{0,218}$
Cr	$4 \cdot 10^{-3}$	$\frac{39,5}{0,059}$	$\frac{41,9}{0,072}$	$\frac{109,7}{0,197}$	$\frac{87,0}{0,171}$	$\frac{65,9}{0,171}$
Ga	$1 \cdot 10^{-3}$	$\frac{11,4}{0,017}$	$\frac{16,3}{0,028}$	$\frac{22,7}{0,041}$	$\frac{21,2}{0,042}$	$\frac{21,8}{0,057}$
V	$2 \cdot 10^{-3}$	$\frac{84,8}{0,127}$	$\frac{105,2}{0,18}$	$\frac{148,5}{0,267}$	$\frac{122,1}{0,240}$	$\frac{129}{0,336}$
Nb	$1 \cdot 10^{-3}$	$\frac{8,3}{0,012}$	$\frac{11,2}{0,019}$	$\frac{12,3}{0,022}$	$\frac{11,8}{0,023}$	$\frac{11,7}{0,030}$
Zr	$1 \cdot 10^{-3}$	$\frac{365,1}{0,548}$	$\frac{511,4}{0,874}$	$\frac{460,2}{0,828}$	$\frac{448,9}{0,884}$	$\frac{378,6}{0,984}$
Y	$1,5 \cdot 10^{-2}$	Ниже $\frac{1,5 \cdot 10^{-2}}{1,5 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{27,4}{0,047}$	$\frac{33,0}{0,059}$	$\frac{29,3}{0,058}$	$\frac{25,7}{0,067}$
La	$2 \cdot 10^{-3}$	$\frac{46,2}{0,069}$	$\frac{70,8}{0,121}$	$\frac{53,4}{0,096}$	$\frac{51,0}{0,10}$	$\frac{79,2}{0,206}$
Sc	$1 \cdot 10^{-3}$	Ниже $\frac{1 \cdot 10^{-3}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{17,0}{0,03}$	$\frac{14,5}{0,026}$	$\frac{17,0}{0,033}$	$\frac{11,0}{0,029}$
Be	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$\frac{4,6}{0,007}$	$\frac{5,7}{0,010}$	$\frac{8,5}{0,015}$	$\frac{7,4}{0,014}$	$\frac{8,0}{0,021}$
Объемный вес, г/см ³		1,5	1,71	1,8	1,97	2,6

Примечание. Здесь и в табл. 11 N — количество проб; числитель — $1 \cdot 10^{-4}$ %; знаменатель — в единице объема.

Таблица 11

Содержание микроэлементов в профиле выветривания гнейсов

Элемент	Каолинитовая зона N — 48	Каолинит-гидро- слоистая зона N — 37	Зона дезинте- грации N — 25	Кристалличе- ские породы N — 52
Ti	$\frac{3130}{4,6}$	$\frac{3170}{5}$	$\frac{3620}{8}$	$\frac{4110}{10}$
Sn	$\frac{3,28}{0,004}$	$\frac{12,0}{0,018}$	$\frac{9,1}{0,020}$	$\frac{8,2}{0,020}$
Pb	$\frac{6,1}{0,009}$	$\frac{9,1}{0,014}$	$\frac{11,8}{0,027}$	$\frac{12,2}{0,030}$
Mn	$\frac{25,7}{0,038}$	$\frac{235,6}{0,36}$	$\frac{226,0}{0,52}$	$\frac{319,0}{0,8}$
Co	$\frac{\text{Ниже}}{8 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{11,1}{0,016}$	$\frac{22,7}{0,052}$	$\frac{18,5}{0,046}$
Ni	$\frac{3,3}{0,004}$	$\frac{39,0}{0,060}$	$\frac{81,0}{0,186}$	$\frac{59,9}{0,15}$
Mo	$\frac{\text{Ниже}}{5 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{1,7}{0,003}$	$\frac{4,1}{0,009}$	$\frac{2,2}{0,005}$
Ag	$\frac{\text{Ниже}}{1 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{\text{Ниже}}{1 \cdot 10^{-5}}$	$\frac{0,16}{0,0004}$	$\frac{0,14}{0,0003}$
Zn	$\frac{\text{Ниже}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{127,0}{0,193}$	$\frac{289,0}{0,665}$	$\frac{116,8}{0,292}$
Cr	$\frac{50,8}{0,076}$	$\frac{299,5}{0,455}$	$\frac{172,8}{0,395}$	$\frac{168,9}{0,422}$
Ga	$\frac{12,1}{0,018}$	$\frac{25,9}{0,039}$	$\frac{43,1}{0,099}$	$\frac{25,6}{0,064}$
V	$\frac{91,8}{0,137}$	$\frac{205,6}{0,312}$	$\frac{195,6}{0,450}$	$\frac{202,3}{0,506}$
Nb	$\frac{\text{Ниже}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{\text{Ниже}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{35,3}{0,081}$	$\frac{15,7}{0,039}$
Zr	$\frac{238}{0,352}$	$\frac{427,8}{0,650}$	$\frac{748,8}{1,722}$	$\frac{528,5}{1,321}$
Y	$\frac{\text{Ниже}}{1 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{33,3}{0,051}$	$\frac{50,5}{0,116}$	$\frac{33,3}{0,083}$
La	$\frac{\text{Ниже}}{2 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{\text{Ниже}}{2 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{91,2}{0,210}$	$\frac{77,3}{0,193}$
Sc	$\frac{\text{Ниже}}{1 \cdot 10^{-3}}$	$\frac{17,0}{0,02}$	$\frac{22,0}{0,05}$	$\frac{18,0}{0,04}$
Be	$\frac{5,5}{0,008}$	$\frac{12,2}{0,018}$	$\frac{9,2}{0,021}$	$\frac{7,4}{0,018}$
Объемный вес, г/см ³	1,49	1,52	2,33	2,50

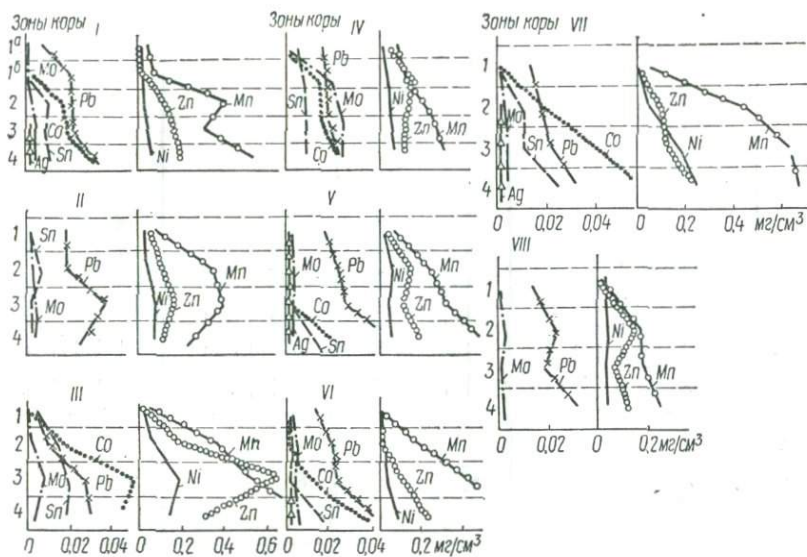


Рис. 27. Поведение рудогенных элементов в каолиновом профиле выветривания на породах кристаллических комплексов западной части УЩ:

1 — каолинистая зона с подзонами нормальных (1^a) и щелочных (1^b) каолинов; 2 — каолинист-гидрослюдистая зона; 3 — зона дезинтеграции; 4 — кристаллические породы; бердичевский комплекс: I — гранитоиды, II — аплит-пегматоидные граниты, III — гнейсы в гранитоидах, IV — гранат-кордиеритовые мигматиты; V — кировоградско-житомирский комплекс, гранитоиды; чернокитовый комплекс: VI — гранитоиды, VII — гнейсы в гранитоидах, VIII — аплит-пегматоидные граниты.

медь и фосфор, в профиле выветривания амфиболитов УЩ (Лисицина, 1968).

Вопрос о подвижности фтора в процессах выветривания детально рассмотрел А. Б. Ронов и др. (1974). Вывод о выносе фтора не противоречит нашим данным (Нечаев, Сонкин, 1972).

Интересная информация была получена при изучении динамики связи 18 элементов в профиле выветривания гранитоидов бердичевского комплекса и гнейсов среди них, которая описывается коэффициентами парной корреляции (Заяц и др., 1974).

По зонам профиля выветривания этих пород были проанализированы матрицы коэффициентов парной корреляции микроэлементов. Из анализа исключены пары элементов, коэффициенты корреляции которых по t -критерию оказались незначимыми. Пары со значимыми коэффициентами корреляций объединены по зонам в три группы: пары слабых связей, средней силы и пары сильных связей. Группировке предшествовала обработка матриц по программе «Статистика» (с вычислением среднего, стандартного отклонения (стандарт), коэффициентов асимметрии, эксцесса и вариации) на ЭВМ «Мир-1».

Вычислялись характеристики распределения коэффициентов по зоне. К слабым связям отнесены такие, для которых коэффициенты

Динамика сильных корреляционных связей микроэлементов в профиле выветривания гранитоидов

Зона	Элемент	Коррелирующие пары			
Ia I6 II III IV	Ti	— Ga — — V Nb — — — — — — — — V Nb — — — — — Ga — — V Nb — — — La — Ga — — V Nb Mo Zn Zr — Sn Ga Co Ni V Nb Mo Zn — —	Nb	Ti Ga — V — — — — Ti — — V — — — — Sc Ti — — — — — — — — Ti — — — — Zr V — — Ti Ga Co V Zn — — — —	
Ia I6 II III IV	Cr	— — — — — — — — Sn Ni Mo Sn Ni Mo Sn Ni —	Mo	— — — — V — — — — — Ga — Ni V Zn — — — — Ga — — V — — Sc Sn Ti Ga — Ni V Zn — — — Ti Ga Co Ni V Zn — — —	
Ia I6 II III IV	Sn	— — — — — — — — — — — — — — — — — Cr — — — — Mo — Cr Ga — Ni V — — — Ti Cr Ga Co Ni V — — —	Zr	— — — — La — — — — La — — — — — — — — Y Ti Nb La — — — — —	
Ia I6 II III IV	Pb	Ga La — — — — — — — — — — — — — — — —	Ag	— — — — — — — — — — — — — — — — Ga V	

Ia I6 II III IV	Mn	Ni Ga — — — — Ni Ga Mo Zn — — — — — — — — — Co — — — — — — — — He опр.	Y	— Zr — — — — — — — Pb — Zr — — — — — — — — — — — — — Sc — — — — Mn — Zr — — — — — Nb — — — — Ga Zr Ag La Sc — — — —
Ia I6 II III IV	Ga	— — — — Ni — — — — Mn — — — — Ni — — — — n Mn Ti — Co Ni — Mo — — — — Ti Sn Co Ni — Mo — — — — Ti Sn Co Ni Mo Ag n — —	La	— Zr — — Pb — Zr — — — — — — — — Ti — — — — — Zr — — — — — — — —
Ia I6 II III IV	Co	— Ga Ni — — — — — Mn — Ga Ni — — — — — — — — Ti Ga Ni V Nb Mo Zn — —	Zn	— — — — Ni — — — — — — Ga — Ni — — — — Mo Be — — — — Ni — — — — — — Ti — — — — Ni — — — — Mo — Ti Ga Co Ni V Nb Mo — —
Ia I6 II III IV	Ni	— — — — Ga — — — — Zn — — — — Ga — — — — Mo Zn — Cr — Ga Co — — — — Zn — Cr Sn Ga Co — — — — Zn Ti Cr Sn Ga Co — — Mo Zn	Sc	— — — — — V — — — — Nb — — — — — Mo — — — — — — — — — — — — — — Y — — — — — — — —
Ia I6 II III IV	V	Ti Cr — Ga — Ni Nb Mo — — — Be Ti — — Ga — — o Mo — V Sc Be Ti Cr Sn Ga — — — — Mo — — — — Ti Cr Sn Ga — — — — Mo — — — — Ti Cr Sn Ga Co Ni Nb Mo Zn — — —	Be	— V — — — — Ca V Zn —

Динамика сильных корреляционных связей микроэлементов в профиле выветривания гнейсов

Зона	Элемент	Коррелирующие пары	
I	Ti	— — — — V Be	Nb He опр.
II		— — — — — — — —	
III		— Nb — Co — — —	— — — Ga Co Ag
IV		Zr Nb Ga — — — —	Ti Mo Zr — — — —
I	Cr	Sn — — V	Mo
II		Sn Ni Co V	— Mn Ga — — — —
III		Sn — — — — — —	— — — — Ni V Zn Sc
IV		Sn Ni — — — — —	Pb Mn Ga Zr — — — —
I	Sn	Cr — — — —	Zr
II		Cr Co Ni V	— — — — — — — — Y
III		Cr — — — — — —	— — — — Sc Pb Ni V La Zn —
IV		Cr — — — — — —	Ti Ga Nb Mo Sc — — — —
I	Pb	Ga — — — —	Ag He опр.
II		Ga — — — — — —	
III		— — Ni Zr	Ga Co Nb
IV		Ga Mo — — — — —	— — — — — —

I	Mn	— — — — — Be	Y	He опр.
II		— — — — Sn Zn —		— — — — Zr
III		— — — — V — — — —		Co Nb Ag La —
IV		Ga Co Mo — — — — —		— — — — — —
I	Ga	He опр.	La	He опр.
II		— — — — — — — — Pb		
III		— — — Co — — Nb Ag —		Co Zr Y Sn
IV		Ti Pb Mn Co V Mo — — —		— — — — — —
I	Co	He опр.	Zn	He опр.
II		Mn — — — — — Cr Sn Ni Zn		Ni — — — — — Mn Co
III		— Ga Nb Ag La		Ni V Mo Zr La Sc — —
IV		Mn Ga — — — — —		— — — — — — — —
I	Ni	— — — — — — — — Mn Be	Sc	He опр.
II		Cr — — — — Zn Sn Mn —		— — — — — —
III		— Pb Mo Zr Zn — — — —		Zr — V Mo Zn
IV		Cr — — — — — — — —		Zr V — — — —
I	V	— Mn — — — — — Cr — Ti Be	Be	Ti Mn Ni V
II		— — — — — — — — Cr Sn — — —		— — — — — —
III		— Mn Mo Zr Zn Sc — — — —		— — — — — —
IV		Ga — — — — — — — — — —		— — — — — —

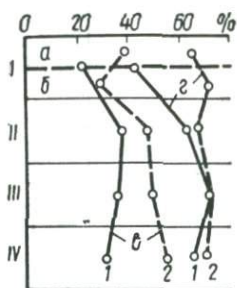


Рис. 28. Изменение среднего коэффициента парной корреляции элементов в профиле выветривания гнейсов (1) и гранитоидов (2):

a — для всех значимых связей; *б* — для сильных связей; I — каолиновая зона с подзонами нормальных (а) и щелочных (б) каолинов; II — каолинит-гидрослюдистая зона; III — зона дезинтеграции; IV — кристаллические породы.

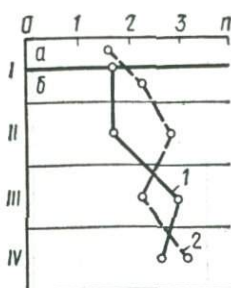


Рис. 29. Среднее количество значимо коррелирующих пар на элемент. Условные обозначения те же, что и на рис. 28.

корреляции оказались ниже их среднего значения по зоне не менее чем на один стандарт рассеивания, к сильным — выше среднего не менее чем на один стандарт, к средним — все остальные. При обработке материала выяснилось, что слабые и средние связи не обладают сколько-нибудь характерными особенностями по сравнению с интегральной кривой, в связи с чем в дальнейшем рассмотрено поведение средних значений всех связей и отдельно — сильных связей, динамика которых отличается определенными особенностями.

Общей закономерностью поведения коэффициентов парной корреляции микроэлементов в профиле выветривания является их уменьшение снизу вверх. Некоторое отклонение от этой закономерности наблюдается в подзоне щелочных каолинов, где плотность связей несколько ниже средней (рис. 28, кривая 2а). У сильно коррелирующих пар кривая этих изменений имеет две аномалии: рост средней силы связей в зоне дезинтеграции — для **обоих** типов пород и в подзоне щелочных каолинов — для гранитоидов. Можно отметить также постепенное снижение среднего количества сильных связей на один элемент (рис. 29). В остальном характер связей между микроэлементами в коре выветривания гнейсов и гранитоидов заметно отличается.

Анализ динамики связей конкретных пар элементов показывает (табл. 12, 13), что сильные связи более устойчивы в коре выветривания гранитоидов, где наблюдается шесть устойчивых пар (Ti—Nb, Ti—V, Ga—V, Ga—Ni, Ni—Zn, V—Mo) против одной пары у гнейсов (Cr—Sn).

Сила устойчивых связей максимальна для каолинит-гидрослюдистой зоны гнейсов и подзоны щелочных каолинов гранитоидов. Распад и образование коррелирующих пар происходит по-разному, хотя в обоих случаях распад пар в среднем преобладает над их обра-

зованием, причем в коре выветривания гранитоидов этот процесс идет менее интенсивно, чем в коре гнейсов. Образование коррелирующих пар превышает их распад в зоне дезинтеграции гнейсов и подзоне щелочных каолинов гранитоидов. В собственно каолинитовой зоне эти процессы практически уравниваются.

Рассмотрим поведение каждого из микроэлементов в профиле выветривания гранитоидов.

Таблица 14

Положение геохимических микробарьеров и характер связей микроэлементов в профиле выветривания

Зона коры выветривания		Гранитоиды	Гнейсы	Характер связей микроэлементов
		Относительное накопление элементов		
Верхняя каолинитовая	Подзона каолинов	—	—	Минимальное количество связей при минимальной их силе
	Подзона щелочных каолинов	Pb, La, Zr, Sc		Резкая дифференциация пар по силе связи: одни резко убывают, другие относительно возрастают
Промежуточная каолинит-гидрослюдистая		Sn, Mn, Be, Cr, V, Y	Cr	Относительный рост количества связей у гранитоидов и интенсивный спад у гнейсов. Сила связей уменьшается незначительно
Нижняя зона дезинтеграции		Sc	Zr, Ni, Nb, Sc, Ga, Y, Zr, Ag, La, Co, Mo, Be	В гнейсах количество корреляционных связей элементов растет, в гранитоидах — сильно убывает, средняя сила связи в обоих случаях несколько выше исходной
Исходные кристаллические породы		—		Для большинства элементов количество сильных корреляционных связей максимально

Титан закономерно и последовательно (от нижних зон к верхним) выносится. Характерна его корреляционная связь с ванадием и ниобием во всех зонах, а также с галлием; исходные связи с молибденом и цинком существуют в зоне дезинтеграции.

Олово максимально выносится из каолинитовой зоны. Оно имеет наиболее устойчивую связь с хромом, которая разрушается только в каолинитовой зоне; исходные связи с галлием, никелем и ванадием сохраняются в зоне дезинтеграции.

Свинец увеличивает интенсивность выноса от нижних зон к верхним; в подзоне щелочных каолинов отмечена относительная

его концентрация. Связи с другими элементами неустойчивы. Отсутствие сильных связей свинца с другими элементами в профиле выветривания гранитоидов (табл. 14) указывает скорее всего на его положение не в кристаллических решетках минералов-хозяев, а в их межзерновых пространствах и микротрещинах. По всей вероятности, это несвязанный радиогенный свинец, легко поддающийся выщелачиванию.

Марганец, как и титан, закономерно и последовательно выносятся из всех зон коры, однако он концентрируется в каолинит-гидрослюдистой зоне. Устойчивых связей с другими элементами в нижних зонах профиля выветривания не имеет, но в каолинитовой зоне образует корреляционную триаду с никелем и галлием.

Кобальт также закономерно и последовательно выносятся. Вплоть до каолинит-гидрослюдистой зоны сохраняется его исходная корреляционная связь с галлием и никелем.

Никель ведет себя подобно кобальту, но в отличие от него коррелирует с хромом (до каолинит-гидрослюдистой зоны) и, кроме того, сохраняет исходные связи с галлием и цинком в разрезе всего профиля выветривания.

Молибден имеет общую тенденцию к выносу. Коррелирует с ванадием по всему профилю коры, а с галлием только до зоны нормальных каолинов; с никелем и цинком связь прерывается в каолинит-гидрослюдистой зоне, но восстанавливается в подзоне щелочных каолинов.

Серебро выносятся начиная с зоны дезинтеграции; материал по корреляционным связям серебра с другими элементами не представлен.

Цинк закономерно выносятся из коры выветривания. Характерна устойчивая его корреляция с никелем во всем профиле и восстановление первичной связи с галлием и молибденом в подзоне щелочных каолинов; в последней возникает новая связь цинк — бериллий.

Хром концентрируется в каолинит-гидрослюдистой зоне по мере развития профиля выветривания. Он находится в тесной первичной корреляционной связи с никелем, ванадием и оловом, которая нарушается только в каолинитовой зоне.

Ванадий ведет себя подобно хрому, но в отличие от него имеет устойчивую первичную связь с титаном, галлием и молибденом; интересно восстановление его первичных связей с никелем и ниобием и возникновение новых с ванадием, скандием и бериллием в каолинитовой зоне.

Галлий закономерно выносятся с относительной стабилизацией в каолинит-гидрослюдистой зоне. Это один из наиболее склонных к корреляции элементов: он образует в общей сложности 14 корреляционных пар, из которых сквозными являются связи с никелем и ванадием; довольно устойчивы его связи (до каолинит-гидрослюдистой зоны включительно) с титаном, кобальтом и молибденом.

Поведение н и о б и я в профиле выветривания сходно с таковым

галия. Он образует устойчивую корреляционную пару с титаном, первичная связь с ванадием восстанавливается в каолиновой зоне; в подзоне щелочных каолинов возникает новая связь со скандием.

Цирконий на фоне общего выноса относительно стабилизируется в зонах дезинтеграции и каолинит-гидрослюдистой, а в подзоне щелочных каолинов даже относительно накапливается; его вынос наблюдается в зоне нормальных каолинов. Наиболее устойчивая связь циркония в коре выветривания с лантаном; первичной парой является только иттрий.

Иттрий ведет себя подобно цирконии и наиболее устойчиво с ним коррелирует. Связь нарушается только в каолинит-гидрослюдистой зоне; связи с другими элементами нестабильны.

Лантан концентрируется и коррелирует с цирконием в подзоне щелочных каолинов. Корреляционная связь лантана с другими элементами близка к таковой иттрия, хотя общее количество образующих им пар меньше.

Скандий в отличие от лантана первую концентрацию образует в зоне дезинтеграции, в остальном их поведение чрезвычайно сходно; с другими элементами имеет спорадические связи (кроме первичной с ванадием), которые, как правило, устойчивы в пределах только одной зоны.

Бериллий ведет себя подобно ванадию, с которым и коррелирует в каолиновой зоне. В подзоне щелочных каолинов он коррелирует с галлием и цинком.

В отличие от гранитоидов в профиле выветривания гнейсов микроэлементы могут быть четко сгруппированы по их поведению. Первая группа — титан, олово, свинец, марганец, ванадий — характеризуется закономерным выносом без каких-либо концентраций в отдельных зонах. Вторая группа — элементы, накапливающиеся в одной зоне; при этом только хром концентрируется в каолинит-гидрослюдистой зоне, другие 12 элементов концентрируются в зоне дезинтеграции.

На фоне общего выноса микроэлементов в определенных зонах и подзонах коры выветривания происходит накопление некоторых элементов (см. табл. 14). Установлено максимальное накопление микроэлементов в нижних зонах, составляющее абсолютный прирост от 10% в коре на гранитоидах до более чем 35% в коре на гнейсах (рис. 30) и, по сути, можно выделить единый уровень их относительного накопления в лежащем боку геологического тела, каким является кора выветривания. В таком случае подзона щелочных каолинов в профиле выветривания гранитоидов представляет собой специфический самостоятельный геохимический микробарьер (см. табл. 14).

Обобщенная кривая поведения всех 18 микроэлементов в профиле выветривания согласуется с изменением pH в профиле выветривания гранитоидных пород, по данным В. П. Петрова (1967).

Наиболее вероятной причиной рассмотренного поведения микроэлементов, в том числе установленных различий их сил связи, яв-

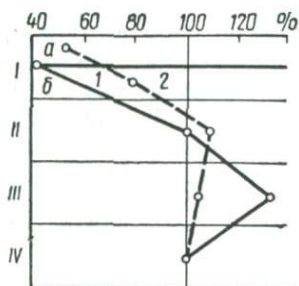


Рис. 30. Изменение средней суммарной концентрации элементов (в % от исходного ее значения — 100% — в кристаллических породах). Условные обозначения те же, что и на рис. 28.

уже в зоне дезинтеграции и исчезает в каолинит-гидрослюдистой зоне (здесь же исчезает и гранат); микроклин устойчив до подзоны щелочных каолинов включительно. В профиле выветривания гнейсов биотит разрушается уже в зоне дезинтеграции. Таким образом, по фактической устойчивости в профиле выветривания породообразующие минералы гранитоидов могут быть расположены в ряд (от менее к более устойчивым): плагиоклаз — гранат — биотит — микроклин.

Споставление динамики корреляционных связей микроэлементов в профиле выветривания с данными об относительной устойчивости минералов-концентраторов этих элементов показывает их согласованность. Так, ранний распад плагиоклазов при выветривании подтверждается полным разрушением соответствующих связей уже в зоне дезинтеграции; корреляционные связи комплекса элементов-примесей в биотитах устойчивы вплоть до подзоны щелочных каолинов; в соответствии с корреляционными связями микроэлементы гранатов разрушаются начиная с зоны дезинтеграции и кончая каолинит-гидрослюдистой зоной. В отличие от гранитоидов связи микроэлементов, концентрирующихся в биотитах гнейсов, нарушаются в зоне дезинтеграции и полностью исчезают в каолинит-гидрослюдистой зоне. Следовательно, корреляционные связи микроэлементов в профиле выветривания неодинаковы, но находятся в строгом соответствии с устойчивостью их минералов-концентраторов.

Установленное обогащение микроэлементами нижней части профиля выветривания (10—35%-ный прирост по сравнению с содержанием в материнских кристаллических породах) можно объяснить только выносом их из верхних зон нисходящими водами. Поскольку нижняя зона профиля — зона дезинтеграции — из-за ее физических особенностей наиболее благоприятна для подземного стока фильтрующихся вод, то слабые геохимические аномалии в нижней части профиля выветривания, по всей вероятности, служат свидетельством

леяется неодинаковая устойчивость минералов-концентраторов микроэлементов в конкретных зонах профиля выветривания. Данный вывод следует из анализа распределения микроэлементов в породообразующих и аксессуарных минералах, а также относительной устойчивости породообразующих минералов при химическом выветривании.

Непосредственное наблюдение профиля выветривания бердичевских гранитоидов свидетельствует, в частности, о большей устойчивости биотита по сравнению с плагиоклазом: биотит (гидробиотит) сохраняется вплоть до подзоны щелочных каолинов, тогда как плагиоклаз в значительной мере каолинизирован

Таблица 15

Вынос микроэлементов при каолиновом выветривании

Элемент	Гранитонды	Гнейсы	Элемент	Гранитонды	Гнейсы
Ti	$\frac{50}{3,5}$	$\frac{60}{5,4}$	Cr	$\frac{65}{0,112}$	$\frac{83}{0,346}$
Sn	$\frac{74}{0,007}$	$\frac{80}{0,016}$	Ga	$\frac{71}{0,040}$	$\frac{74}{0,046}$
Pb	$\frac{62}{0,019}$	$\frac{70}{0,021}$	V	$\frac{62}{0,209}$	$\frac{73}{0,369}$
Mn	$\frac{90}{0,501}$	$\frac{95}{0,76}$	Nb	$\frac{60}{0,018}$	$\frac{98}{0,038}$
Co	$\frac{83}{0,024}$	$\frac{96}{0,04}$	Zr	$\frac{45}{0,436}$	$\frac{70}{0,969}$
Ni	$\frac{96}{0,079}$	$\frac{98}{0,146}$	Y	$\frac{87}{0,057}$	$\frac{97}{0,08}$
Mo	$\frac{75}{0,003}$	$\frac{80}{0,004}$	La	$\frac{63}{0,137}$	$\frac{98}{0,19}$
Ag	$\frac{98}{0,00028}$	$\frac{98}{0,00028}$	Sc	$\frac{67}{0,019}$	$\frac{75}{0,03}$
Zn	$\frac{92}{0,202}$	$\frac{98}{0,29}$	Be	$\frac{67}{0,014}$	$\frac{66}{0,01}$

Примечание. В числителе — процент по отношению к содержанию в исходной кристаллической породе; в знаменателе — $мг/см^3$ (разность содержания в исходной породе и в каолиновой зоне).

потенциальной «эмбриональной рудоконцентрации», индикатором того, что воды коры выветривания могут давать начало экзогенным рудоносным растворам.

Как показывает подсчет, масштабы выноса элементов-примесей при выветривании грандиозны (табл. 15). Вынос фтора также должен быть весьма значительным, даже слабая гидратация биотита ведет к потере им фтора. Согласно К. У. Корренсу (Панов, 1965), в Корнуоле свежий адамеллит в коренном залегании содержит 0,1% фтора, а мусковит и биотит в нем — 0,4 и 1,96% соответственно; в зоне выветривания, в условиях умеренного и влажного климата, выветрелый биотит или глина содержат только 0,05% фтора; при этом установлено, что биотит потерял 3/4 фтора. Сходная картина наблюдается при сопоставлении фтороносности биотитов кристаллических комплексов западной части щита и гидратизированных обломочных биотитов в осадочных толщах его западного склона.

Исходя из среднего содержания фтора в породах западной части щита, равного 0,1% (2,5—2,7 $мг/см^3$), вынос только половины его из объема 1 $км^3$ обеспечивает формирование месторождения, превышающего по запасам плавикового шпата Бахтынское. Если

принять мощность профиля выветривания, соизмеримой с мощностью продуктивных горизонтов и равной 10 м, то площадь водосбора для выноса соответствующего количества фтора составит всего $10 \times 10 \text{ км}^2$. То же относится и к другим рудогенным элементам, но в особенности к свинцу, цинку и барию, создающим минеральные концентрации в осадочных толщах.

Принимая во внимание данные о содержании элементов-примесей в породообразующих минералах, которые становятся рудогенными в осадочных толщах, и тенденцию к выносу этих элементов по мере развития химического выветривания исходных кристаллических пород, можно считать древние платформенные блоки главным источником рудного вещества, формирующегося на их склонах.

Кроме породообразующих минералов древних кристаллических комплексов ВЕП, существенную роль источников рудогенных элементов могли играть и акцессорные минералы, в частности урано-ториевые — как источник рудного свинца. Не исключена также вероятность разрушения и переотложения вещества древних рудных концентраций, связанных с комплексами фундамента. Так, источниками фтора, помимо отмеченных выше, могли быть флюоритоносные граниты типа пержанских, выявленные на западном склоне УЩ: субщелочные амфибол-биотитовые в Молдавском Приднестровье и так называемые мухаревские на Волини.

Доказательством поступления рудогенных элементов в осадочные толщи из древних областей денудации и химического выветривания служат результаты изотопных исследований.

Источники рудного вещества по изотопным данным

Изотопный состав свинца

Всего систематизировано и графически обработано более 200 свинцово-изотопных анализов (см. рис. 31), в число которых включены анализы, опубликованные другими исследователями (Тугаринов и др., 1960; Тугаринов, Зыков, 1956; Гончаров, 1964; Панов, 1965, 1967; Бартницкий и др., 1967; Кауч, 1964; Vinogradov e. a., 1959; Vinogradov e. a., 1962; Brown, 1962; Wickman e. a., 1963; Kantor, Rybář, 1964; Legierski, Vaneček, 1965; Brown, 1966; Legierski, Sattran, 1967; Superceanu, 1967; Pilot e. a., 1970).

Главный принцип, положенный в основу систематизации, — фактическая стратиграфическая привязка каждой пробы.

В Подольском секторе ВЕП изучен изотопный состав свинцов всех основных, из числа известных на настоящий момент, рудопроявлений (табл. 16).

Почти все рудные свинцы из базальных горизонтов венда (могилевская свита) аномальны, на что впервые обратил внимание А. И. Тугаринов (1960). Результаты анализов (рис. 31) дают возможность рассматривать их как единую систему аномальных свинцов. Однако степень контаминации ториевым свинцом выше у

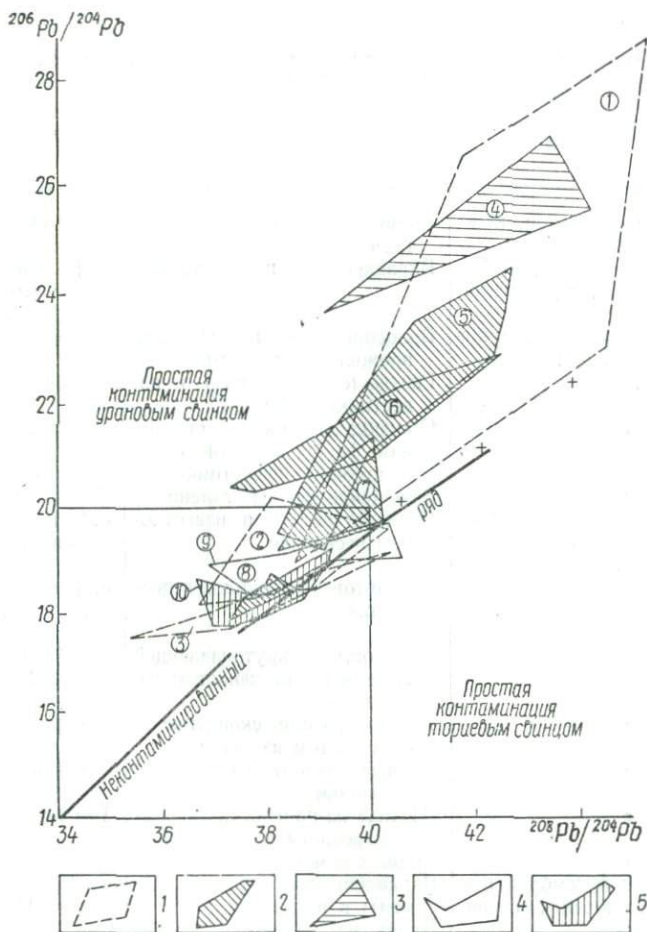


Рис. 31. Изотопный состав свинца галенитов месторождений и рудопроявлений в осадочном чехле западной части Восточно-Европейской платформы и складчатого обрамления по отношению к неконтаминированному ряду свинцов месторождений мира, по Дж. Брауну (1962). Контурь объединяют галениты:

1 — Подольского сектора ВЕП; 2 — Скандинавского сектора ВЕП; 3 — юго-восточной части Украины; 4 — Советской Прибалтики; 5 — Чешского срединного массива и Карпат. Цифры в кружках на рисунке обозначают отложения: 1 — моголевской свиты и трещины кристаллического фундамента (13 проб); 2 — нагорянской свиты (11 проб); 3 — нижнего кембрия — силура (13 проб); 4 — «белого» девона (4 пробы); 5 — трещины кристаллического фундамента (14 проб); 6 — эокембрия — варягия (10 проб); 7 — нижнего кембрия (5 проб); 8 — кембро-силура зоны каледонид (15 проб); 9 — ордовика — девона (19 проб); 10 — домезозойских комплексов (90 проб).

Крестики — свинец галенитов из трещин кристаллического фундамента Советской Прибалтики.

Таблица 16

Изотопный состав свинца галенитов из рудопроявлений западного склона Украинско

Номер на рмс. 32	Стратиграфическое положение	Минерализация	Место отбора	го щита			Отношение к ²⁰⁴ Pb				
				Глубина, м	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb
1	Нижний девон, кобленцкий ярус	Рудный цемент в медистом песчанике	с. Рашков, скважина	67—70	1,48	25,09	22,19	51,23	16,95	14,99	34,61
2	Нижний — верхний силур, устьевский горизонт	Вкрапленность в известняке	с. Свиршковцы, скв. 16913	70	1,397	25,00	21,23	52,38	17,90	15,20	37,49
3	Нижний силур, мукшинский горизонт	Волосовидные прерывистые прожилки в известняке	с. Думанов, обнажение на правом берегу Смотрича		1,30	24,90	21,30	52,50	19,15	16,38	40,38
4	То же	Гнезда (с клейофаном) в известняке с фауной	Скв. 16902	222	1,402	25,18	21,12	52,30	17,96	15,06	37,30
5	» »	Обособления около скопленной фауны в органогенно-обломочном известняке	с. Свиршковцы скв. 16913	93	1,376	25,29	21,24	52,09	18,38	15,44	37,86
5a	» »	Замещение фауны галенитом	Скв. 16903	70	1,337	25,41	21,17	58,08	19,00	15,83	38,45
6	Верхний ордовик, молотовский горизонт	Рудный цемент в известковом песчанике	с. Верхняковцы, Скв. 1	463,7	1,46	25,56	21,30	51,66	17,51	14,59	35,80
7	То же	Кальцитовый прожилок в песчанике	с. Китайгород, обнажение на правом берегу Тарнавы		1,41	25,22	21,53	51,84	17,89	15,27	36,77
8	» »	Плоскость крутопадающей трещины в песчаном известняке	с. Кочубеев, скв. 16905	209	1,373	25,29	20,99	52,35	18,42	15,29	38,13
9	» »	Гнездообразное скопление в песчаном известняке	Там же		1,370	24,91	21,22	52,50	18,18	15,49	38,32
10	» »	Рудный цемент («пятна») в песчанике	Скв. 16903	149	1,364	25,10	21,21	52,32	18,40	15,55	38,36
11	» »	«Пятна» на плоскости неровной трещины в песчанике	Там же	147	1,370	25,29	21,15	52,19	18,46	15,44	38,09
11a	» »	Рудный цемент	» »	147	1,357	24,97	21,19	52,48	18,40	15,62	38,67
12	Нижний кембрий, бережковская серия	Вкрапленность (рудный цемент) в песчанике	с. Заречанка, скв. 11664	180	1,32	25,12	21,19	52,37	19,03	16,05	39,67
13	То же	Налет на плоскости крутопадающей неровной трещины	Скв. 16903	158	1,27	25,04	21,34	52,36	19,72	16,80	41,23
13a	» »	Рудный цемент в песчанике	Скв. 16916	323	1,341	24,81	21,27	52,58	18,50	15,86	39,21
14	Венд, нагорянская свита, калюские слои	Центр фосфоритовой конкреции, первый (верхний) ряд конкреций	с. Миньковцы, обнажения Антонов яр		1,32	25,34	20,83	52,51	19,20	15,78	39,78
15	То же	Центры фосфоритовых конкреций, второй и третий ряды конкреций	Там же		1,33	25,00	21,72	51,95	18,80	16,33	39,06
16	» »	Из мелких почкообразных фосфоритовых конкреций	с. М. Побоянка, обнажения		1,33	25,51	21,10	52,06	19,24	15,95	39,26
17	» »	Обособления вдоль «лучей» в фосфоритовых конкрециях	Там же		1,35	25,57	21,24	51,84	18,89	15,69	38,30
25	Венд, могилевская свита, ямпольские слои	Крутопадающая трещина с кальцитом в песчанике	с. Миньковцы, скв. 14823	57	1,303	26,51	21,08	51,11	20,35	16,18	39,23
26	То же	Прерывистые кальцитовые прожилки в песчанике	с. Немия, обнажения правого берега Немин		1,08	31,15	19,16	48,62	28,84	17,74	45,01

го щита

Глубина, м	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	Отношение к ²⁰⁴ Pb		
					²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb
67—70	1,48	25,09	22,19	51,23	16,95	14,99	34,61
70	1,397	25,00	21,23	52,38	17,90	15,20	37,49
	1,30	24,90	21,30	52,50	19,15	16,38	40,38
222	1,402	25,18	21,12	52,30	17,96	15,06	37,30
93	1,376	25,29	21,24	52,09	18,38	15,44	37,86
70	1,337	25,41	21,17	58,08	19,00	15,83	38,45
463,7	1,46	25,56	21,30	51,66	17,51	14,59	35,80
	1,41	25,22	21,53	51,84	17,89	15,27	36,77
209	1,373	25,29	20,99	52,35	18,42	15,29	38,13
	1,370	24,91	21,22	52,50	18,18	15,49	38,32
149	1,364	25,10	21,21	52,32	18,40	15,55	38,36
147	1,370	25,29	21,15	52,19	18,46	15,44	38,09
147	1,357	24,97	21,19	52,48	18,40	15,62	38,67
180	1,32	25,12	21,19	52,37	19,03	16,05	39,67
158	1,27	25,04	21,34	52,36	19,72	16,80	41,23
323	1,341	24,81	21,27	52,58	18,50	15,86	39,21
	1,32	25,34	20,83	52,51	19,20	15,78	39,78
	1,33	25,00	21,72	51,95	18,80	16,33	39,06
	1,33	25,51	21,10	52,06	19,24	15,95	39,26
	1,35	25,57	21,24	51,84	18,89	15,69	38,30
57	1,303	26,51	21,08	51,11	20,35	16,18	39,23
	1,08	31,15	19,16	48,62	28,84	17,74	45,01

Номер на рис. 32	Стратиграфическое положение	Минерализация	Место отбора	Отношение к ^{204}Pb		
				^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
30	Венд, могилевская свита, ольчедаевские слои	Рудный цемент в песчанике	с. Бахтын, скв. 14251	1,35	25,60	20,97
31	То же	Сульфидная минерализация в зоне крутопадающих протяженных трещин	с. Воеводчинцы, обозначения по р. Дерло	1,16	28,19	19,72
32	» »	Рудный цемент в песчанике	с. Ярышев, скв. 14697	1,17	26,95	19,84
35	Кристаллический фундамент, гранато-биотитовые гранитоиды	Кальцитовые прожилки с флюоритом	г. Могилев-Подольский, скв. 14761	1,222	26,96	19,84

галенитов из ольчедаевских слоев, чем из ямпольских. В последних она ближе к предельной для обыкновенных свинцов в смысле Брауна, а отдельные пробы явно тяготеют к полю неаномальных свинцов. Свинец галенита из трещины в фундаменте по степени контаминации занимает промежуточное положение между свинцами из ямпольских и ольчедаевских слоев.

В галените из фосфоритовых конкреций в аргиллитах нагорянской свиты свинец в общем почти не контаминирован: все пробы располагаются в контуре на рубеже аномальных и неаномальных свинцов, в большинстве своем тяготея к полю обыкновенных свинцов.

Галениты из отложений нижнего кембрия по изотопному составу близки к галенитам из фосфоритовых конкреций или слабо контаминированы радиогенным свинцом.

Свинцы галенитов из ордовик-силурийских отложений располагаются в поле обыкновенных и тяготеют к линии неконтаминированных по Брауну. Исключением является галенит из основания силурийской толщи, который слабо обогащен ториевым свинцом.

Рассматривая изотопный состав рудных свинцов по разрезу и по мере удаления от платформенного блока, нельзя не обратить внимание на своеобразную его эволюцию, проявляющуюся общим «выравниванием» состава и уменьшением величины радиогенной добавки снизу вверх и общим уменьшением колебаний состава. Тенденция эта еще более заметна при включении в обзор данных по изотопному составу рудного свинца из объектов в складчатом обрамлении юго-западного сектора платформы (см. рис. 31). При этом для рудного свинца платформенного блока выделяются две следующие особенности:

1) На общем фоне эволюции изотопного состава после отрезка, соответствующего валдайско-раннекембрийскому стратиграфическому интервалу (постепенное «выравнивание» изотопного состава в пределах этого интервала, по всей вероятности, подчеркивает его

Глубина, м	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	Отношение к ^{204}Pb			
				^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	
93	1,35	25,60	20,97	52,08	18,96	15,33	38,58
58	1,17	26,95	19,84	52,04	23,03	16,96	44,48
409	1,222	26,96	19,84	51,98	22,06	16,24	42,54

формационное единство) имеет место резкий «сдвиг» изотопного состава свинца из основания ордовик-силурийского интервала; этот «сдвиг» фиксируется также на весьма локальных участках (табл. 17).

2) В отложениях ордовика и силура установлены свинцы, которые по содержанию ^{204}Pb и отношениям $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ представляют собой смеси со значительно более древними, чем палеозойские, свинцами.

Весьма интересная картина наблюдается при анализе пространственного распределения по площади свинцов с различным изотопным составом (рис. 32). j -аномальные свинцы оказываются приуроченными к отложениям могилевской свиты непосредственно вблизи современных выходов докембрийского фундамента на домезозойский срез и локальных поднятий фундамента в пределах юго-восточной площади (г. Могилев-Подольский на юге и с. Ольчедаев на севере). В тех же отложениях на площади к северо-западу (села Миньковцы, Бахтын) изотопный состав свинцов близок к обыкновенному.

Свинцы, явно древнее вмещающих отложений, установлены в рудопроявлениях ордовика и девона и распространены в широтной полосе вдоль р. Днестра. На остальной площади развития оруденения в отложениях от венды до силура включительно преобладают обыкновенные по изотопному составу свинцы с модельным возрастом около 600 и 400 млн. лет, хотя среди них и отмечается слабо j - и β -аномальные (по отдельным изотопным отношениям).

Гетерогенность свинца, даже в одних и тех же стратиграфических уровнях, скорее всего подчеркивает роль изотопных смесей при кристаллизации галенитов, что исключает эндогенный источник оруденения.

На диаграмме (см. рис. 31) рассматриваемые β -аномальные свинцы из отложений палеозоя располагаются ниже нижнего предела последкембрийских руд, что может указывать на значительную роль свинца, вынесенного при выветривании и денудации не только

Таблица 17

Изменение изотопного состава рудного свинца в разрезе от верхнего силура до нижнего кембрия

Стратиграфическое положение минерализации	^{204}Pb	Отношение к ^{204}Pb		
		^{207}Pb	^{208}Pb	^{206}Pb
Нижний — верхний силур, устьевский горизонт	1,397	17,90	15,20	37,49
Нижний силур, мукшинский горизонт	1,376	18,38	15,44	37,86
Верхний ордовик, молодковский горизонт	1,364	18,40	15,55	38,36
	1,370	18,46	15,44	38,09
Нижний кембрий, бережковская серия	1,27	19,72	16,80	41,23

пород фундамента Подольского сектора ВЕП, но и досреднеордовикско-раннедевонских рудных месторождений складчатой зоны пра-Карпат.

Особого внимания заслуживает обсуждение вероятной природы j -аномального свинца. Самая высокая радиогенная добавка и наиболее значительные вариации изотопного свинца свойственны галенитам из основания разрезов — отложений могилевской свиты венда в Приднестровье и николаевской свиты среднего девона в Южном Донбассе. Как известно, по своей природе это терригенные отложения, состоящие из продуктов выветривания и дезинтеграции кристаллических комплексов УЩ, имеющие с последними, следовательно, наиболее тесную связь — обусловленность и в какой-то мере преемственность состава. j -Аномальный состав свинца галенитов из рудопроявлений, локализованных в отложениях могилевской и николаевской свит, и закономерная приуроченность рудных свинцов данного типа к окраинам древних щитов, по всей вероятности, могут указывать на определенное влияние вещественного состава пород фундамента (область сноса) при формировании изотопного состава рудного свинца в смежных седиментационных бассейнах.

Поскольку свинец попадает в морские бассейны в основном вследствие выветривания пород континентов, то изотопный состав растворенного свинца зависит от возраста и типа пород, из которых он выносятся (Чоу, Паттерсон, 1969; Герлинг, Искандерова, 1970). Ц. Чоу и К. Паттерсон показали, что осадки континентального склона часто выносятся из весьма ограниченных районов развития по-

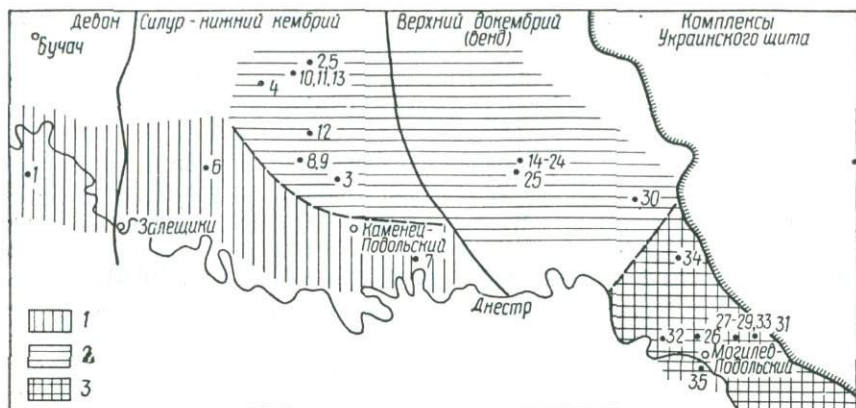


Рис. 32. Площади распространения свинцов с различным изотопным составом — содержанием радиогенных изотопов:

1 — с дефицитом (ордовик — девон); 2 — с умеренным содержанием (нижний валдай — силур); 3 — с избытком (нижний валдай, могилевская свита). Точки с цифрами соответственно: место отбора свинца и номер в таблице 16.

род на древней поверхности; кроме того, в противоположность пелагическим, в них большая часть свинца связана с обломочной фракцией и поэтому различия в изотопном составе должны быть более значительными, чем в глубоководных осадках. Изменения содержания радиогенного свинца в осадках континентального склона могут превышать таковые в глубоководных осадках; содержания радиогенного свинца будут выше в прибрежных осадках и в осадках небольших изолированных бассейнов.

Чрезвычайно важно, что, согласно названным авторам, изотопный состав свинца осадочных сульфидов, образовавшихся в менее удаленных от берега участках, в значительной степени зависит от типа пород, слагающих прилегающие районы земной поверхности, а изотопный состав свинца осадков известного возраста может отображать характер пород, при разрушении которых эти осадки образовались — характер источника рудогенных элементов.

Изучая распределение изотопов свинца в гранитах и их породообразующих минералах, Н. П. Щербак (1970) установил, что радиогенным свинцом обогащены граниты побугского комплекса и сингенетические пегматиты бердичевского комплекса. В полевых шпатах гранитов побугского комплекса радиогенный свинец составляет 72—84%. Примесный свинец аксессуарных минералов сингенетических пегматитов и пегматоидных гранитов, генетически связанных с бердичевскими гранитами, обогащен изотопом ^{206}Pb . Как и А. И. Тугаринов, Н. П. Щербак считает обогащение гранитов радиогенным свинцом явлением, унаследованным от древнейших метаморфических толщ, вмещающих гранитные комплексы.

При наличии такого «фона» вполне вероятна связь радиогенной добавки свинца галенитов с породами, из которых в результате

химического выветривания и размыва образовались вмещающие оруденение толщи. В частности, в Подолии наиболее вероятными источниками этой добавки могли быть порообразующие и акцессорные минералы как гранитоидов бердичевского и побугского комплексов, так и субстрата.

В гипергенных условиях при процессах каолинизации пород щита наряду с порообразующими минералами интенсивно преобразуются также акцессорные, в частности монацит и настуран, что приводит к селективному выносу радиогенных изотопов свинца (Бурксер и др., 1962) и акцессорного урана (Щербак, 1970). По исследованиям Е. С. Бурксера и его соавторов, вынос радиогенного свинца из монацита при этом составляет 21—27%. Очевидно, селективная подвижность радиогенных изотопов свинца — более общая тенденция их поведения в условиях выветривания, обусловленная неструктурными их связями в порообразующих минералах областей сноса. Об этом свидетельствуют данные Н. П. Щербака (1970) о высоком содержании радиогенного свинца в полевых шпатах гранитоидов западной части УЩ, а также показанная выше неустойчивость корреляционных связей свинца с другими элементами в каолиновом профиле выветривания.

Из анализа фактического и экспериментального материала следует вывод: свинцово-изотопные тенденции при процессах выветривания древних комплексов щита должны фиксироваться в терригенных отложениях смежных седиментационных бассейнов.

Исходя из всех данных, свидетельствующих о рудообразовании в отложениях могилевской свиты около 600 млн. лет тому назад, на основании изучения изотопного состава свинца галенитов могилевской свиты, можно получить представление об источнике рудного свинца. Если принять за основу двухстадийную модель эволюции аномальных свинцов, то их изотопный состав будет определяться обыкновенным свинцом, отвечающим первичному источнику (области выноса материала), плюс радиогенный свинец, накопившийся за время существования радиоактивных минералов первичного источника. Так как время образования галенитов в ольчедаевских и ямпольских слоях практически одно и то же (600 млн. лет), то различие в изотопном составе Рb в них может быть вызвано одной из двух следующих причин. Либо должны были существовать более древние зоны выноса (области сноса), разрушавшиеся в первую очередь и давшие материал для ольчедаевских слоев, либо в случае одновозрастной области сноса существовали какие-то породы, источник обыкновенного свинца для которых характеризовался несколько повышенным U/Pb отношением. Из обоих этих допущений вытекает, что первичный материал, из которого образовалось оруденение в ольчедаевских и ямпольских слоях, — различный.

Произведенные расчеты и графические построения (Нечаев, Бартницкий, 1972) дали следующие характеристики для радиогенной свинцовой добавки в галенитах. Если считать реальной принятую двустадийную модель эволюции аномальных свинцов гале-

нитов могилевской свиты, то экспериментальные точки изотопного состава свинца в системе координат $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ должны отвечать прямолинейной зависимости (рис. 33). Уравнение ее, рассчитанное методом наименьших квадратов, имеет вид: $y = 0,204x + 11,66$.

На основании полученной величины наклона прямой α (0,204) и зная время отделения свинца от материнского источника, определяющееся в данном случае временем седиментации — диагенеза (примерно 600 млн. лет), можно рассчитать возраст этого источника. Он составит около 2,6 млрд. лет, что хорошо согласуется с цифрами изотопного возраста радиоактивных акцессориев (2,5—2,7 млрд. лет) из пород гнейсо-мигматитовой толщи днестровско-бугской свиты (Щербак, 1970) — фактической области сноса материнского материала. Таким образом, накопление радиогенной компоненты аномальных свинцов началось 2,6 млрд. лет тому назад и продолжалось вплоть до их отделения во время сноса материнского материала и образования галенитов около 600 млн. лет тому назад.

Совершенно аналогичная картина наблюдается на юго-восточном склоне УЩ в песчаниках николаевской свиты, с той лишь разницей, что вмещающие оруденение породы среднедевонские, в связи с чем время отделения свинца и образование галенитов составляет около 400 млн. лет тому назад (см. рис. 33). Прямолинейная зависимость, отвечающая изотопным отношениям этих аномальных свинцов, следующая: $y = 0,188x + 11,70$. Кривая эволюции обыкновенного свинца для них характеризуется почти таким же значением отношения $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (0,053) и тем же возрастом материнского источника (2,6 млрд. лет) и отношений $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ для кривых эволюции радиогенной компоненты аномальных свинцов.

Все эти данные указывают на значительную общность процессов осадочного рудообразования в краевых зонах УЩ, с одной стороны, а с другой — свидетельствуют о широко проявившейся в пределах щита эпохе минерализации около 2,6 млрд. лет тому назад или несколько древнее, продукты которой (в качестве материнских) приняли участие в рудообразовании последующих эпох.

В связи с обсуждением источников рудного свинца в цементе терригенных базальных толщ на склонах УЩ (вендский и живетский уровни) несомненный интерес представляют новые изотопные данные по рудному свинцу из более древнего историко-геологического уровня — нижней свиты криворожской серии (Семененко и др., 1974). Свинец галенита из цемента конгломератов K_1 также аномальный, но в гальках из этих же конгломератов — нормальный; для

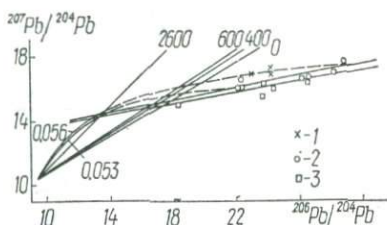


Рис. 33. Свинцово-изотопные отношения и возраст рудного свинца галенитов могилевской свиты Приднестровья и николаевской свиты Приазовья. Галениты:

1 — из ольбедьевских слоев; 2 — из ямпольских слоев; 3 — из николаевской свиты.

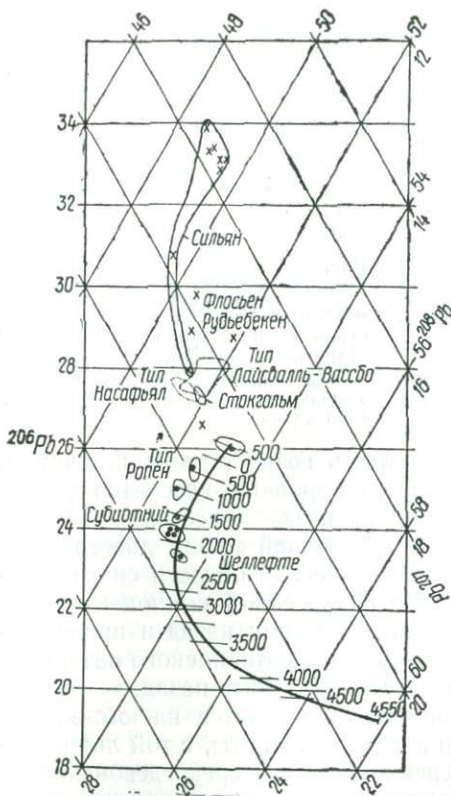


Рис. 34. Изотопный состав свинца галенистов из месторождений и рудопроявлений Швеции, по Ф. Е. Викману и др. (Wickman e. a., 1963). Точки и контуры определяют главные значения, крестики — по индивидуальным образцам.

ны с рассмотренными выше. Здесь также происходит выравнивание состава свинца по мере удаления от платформенного блока (см. рис. 31) и отмечается существенный сдвиг изотопного состава свинца на рубеже седиментационных макроритмов, в частности, как и в Подольском секторе, — в основании ордовик-раннедевонского макроритма.

Отличительной особенностью свинцов Скандинавского сектора является не столь высокая, как в Подольском, гетерогенность их состава и менее высокая степень обогащенности радиогенными изотопами на венд-раннекембрийском стратиграфическом уровне и исключительная *j*-аномальность свинцов в ордовике (рис. 34). По последнему признаку описываемые свинцы сопоставляются со свинцами из нижневалдайского (могилевская свита) продуктивного разреза Подольского сектора платформы и среднедевонских

различных галек получены цифры модельного возраста от 2,1 до 2,9 млрд. лет. Следует подчеркнуть, что эти крайние даты в значительной мере близки к графически реконструированной датировке двух основных эпох минерализации в докембрии щита, продукты которых явились источниками рудного вещества для осадочных толщ фанерозоя на его склонах (Нечаев, Бартницкий, 1972). В настоящее время известны цирконы с возрастом около 2,9 млрд. лет в Побужье и в Приазовье, известна и коренная свинцовая минерализация с близким возрастом. Находки рудных галек столь древнего возраста подтверждают наше предположение о вероятном участии в минерализации постпротерозойских эпох вещества не только аксессуарных и породообразующих минералов, но и древнейших докембрийских рудных комплексов.

В Скандинавском секторе ВЕП особенности поведения изотопного состава рудного свинца сходны

Таблица 18

Изотопный состав свинца из месторождений и рудопроявлений Швеции и Советской Прибалтики

Стратиграфическое положение	Характер минерализации	Место отбора	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	Отношение к ^{204}Pb		
							^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Серия Лайсвалль	Пятнистая — конкреционная — руда	Рудник Лайсвалль, залежь «Södra strand», западная часть	1,322	27,19	20,71	50,78	20,57	15,67	38,41
То же	То же	Рудник Лайсвалль, залежь «Kautsky», северо-восточный угол	1,326	27,07	20,41	51,19	20,41	15,39	38,60
» »	Секущий галенитовый прожилок	Рудное поле Лайсвалль, скв. 1195, глуб. 127 м	1,276	27,38	20,43	50,91	21,46	16,01	39,90
Нижний кембрий	Массивная галенит-сфалеритовая руда	Рудник Вассбо	1,276	26,72	20,57	51,44	20,94	16,12	40,31
То же	То же	То же	1,321	27,35	20,56	50,77	20,70	15,56	38,43
» »	» »	скв. 123, севернее рудника Вассбо глуб. 249 м	1,322	27,32	20,58	50,78	20,67	15,57	38,41
Средний девон, парнуский горизонт	Цемент в песчанике	Латвия, скв. Яуна-Гварде	1,388	25,37	20,89	52,35	18,28	15,05	37,72
Нижний девон	То же	Латвия, скв. Видрижи	1,376	25,23	21,21	52,18	18,34	15,41	37,92
Нижний силур	Обособления в доломите	Эстония, месторождение Ваки	1,390	25,06	21,60	51,95	18,03	15,54	37,37
Ордовик	Вкрапленность в доломите	Эстония, месторождение Вийвиконна	1,303	24,80	21,00	52,90	19,03	16,12	40,60



Рис. 35. Рудные объекты с различным изотопным составом свинца на северо-западном склоне Балтийского щита, по Ф. Е. Виккману и др., (Wickman e. a., 1963). Типы оруденений:

1 — Лайсвалль — Вассбо; 2 — Насафьял; 3 — Ропен; 4 — кальцитовые жилы с галенитом.

Восточнее же по покровам-чешуям в восточном направлении, они контактировались, выщелачивая радиогенный свинец из ураноносных черных сланцев кембрия, и предопределили оруденение типа Лайсвалль — Вассбо.

Вторая точка зрения, высказанная Дж. Брауном (Brown, 1966), заключается в том, что радиогенный свинец генерировался между осадочными сериями и поверхностью древнего кристаллического фундамента, где находились эффективные водоносные горизонты — песчаники шельфового типа.

Согласно скандинавским исследователям (Wickman e. a., 1963), широкие вариации изотопного состава рудного свинца делают гомогенный источник менее вероятным, если предположить, что свинец выщелачивается растворами (неизвестной природы) из пород кристаллического фундамента и что радиогенный свинец мог быть извлечен из циркона и метамиктного алланита.

(николаевская свита) базальных отложений юго-восточного склона УЩ.

Оруденение в базальных отложениях венда и нижнего кембрия (тип Лайсвалль — Вассбо) характеризуется близким изотопным составом свинца (табл. 18). Такой же изотопный состав у свинцов рудопроявлений жильного типа (так называемый Насафьял), которые находятся западнее месторождений автохтона — непосредственно в зоне каледонид (рис. 35). Здесь же в зоне каледонской складчатости выделяется группа месторождений и рудопроявлений (тип Ропен), которая по изотопному составу свинца имеет силурийский возраст (Wickman e. a., 1963).

В проблеме источника оруденения платформенного осадочного чехла Скандинавского сектора ВЕП есть два принципиальных суждения. Э. Грип (Grip, 1960, 1967) считает, что растворы, сформировавшие месторождения на западном склоне БЩ, отделились в процессе палингенеза внутри орогенической зоны каледонид. Непосредственно внутри зоны они обусловили оруденение с нормальным составом свинца (тип Ропен); дви-

На основании геологических и изотопных данных интерпретация аналитического материала по юго-западному сектору платформы наиболее приемлема и для ее северо-западного сектора.

По результатам графической обработки изотопных анализов (см. рис. 31) состав свинца галенитов из неметаморфизованных трещинных жил в кристаллическом фундаменте обоих секторов платформы весьма сходен с составом свинца галенитов из осадочных толщ, залегающих непосредственно на фундаменте.

Подобие изотопного состава свинца жил и прожилков в фундаменте Скандинавского сектора свинцам месторождений типа Лайсвалль—Вассбо и юго-восточной части штата Миссури подчеркивал Дж. Браун (Brown, 1966). По его мнению, это свидетельствует об инфильтрационной природе минерализации в трещинах фундамента, а также о том, что оруденение в осадочном чехле БЩ в прошлом существовало на обширных площадях, но в значительной части было уничтожено эрозией. Действительно, трудно иначе объяснить сходство изотопного состава свинца из жил фундамента района Стокгольма и осадочных толщ эокембрия и нижнего кембрия западного склона щита, а также жил района Шеллефте (проявления Рудтьебекен и Кристинеберг) и рудных залежей в эрозионных останцах ордовика центральной Швеции (см. рис. 34).

Признаком бывшего оруденения в осадочном чехле южного склона БЩ могут служить жилы, описанные в фундаменте Советской Прибалтики (Вахер и др., 1964). Изотопный состав свинца галенита этих жил (Гончаров, 1964) сходен с составом свинца галенита из песчаников венда и нижнего кембрия обоих секторов ВЕП (см. рис. 31).

Более частая встречаемость рудных жил в трещинах фундамента Скандинавского сектора платформы, по сравнению с Подольским, обусловлена скорее всего эрозией венд-палеозойского осадочного чехла БЩ: даже редкими скважинами под одновозрастными толщами на западном склоне УЩ вскрываются аналогичные жилы.

Исходя из изложенного выше и учитывая менее контрастную *j*-аномальность рудного свинца в отложениях венда на западном склоне БЩ по сравнению с западным склоном УЩ, можно считать, что фациальным аналогом серии лайсвалль в Подольском секторе ВЕП является нерасчлененный разрез могилевской свиты (баритоносные песчаники) правобережья Днестра — более глубоководный относительно ее трехчленного стратотипического разреза. Об этом свидетельствует также сходство изотопного состава серы сульфидов месторождения Лайсвалль, с одной стороны, и барита Приднестровья — с другой.

Генетическую связь оруденения в трещинах фундамента и перекрывающих его отложениях подтверждают результаты изучения изотопного состава серы и кислорода минералов рудных ассоциаций.

Данные об изотопном составе серы рудных концентраций в осадочном венд-нижнепалеозойском чехле западной части ВЕП весьма ограничены (Gavelin e. a., 1960; Виноградов, 1969; Нечаев, 1974).

Изучавшиеся пробы характеризуют наиболее важные в экономическом и типичные в морфологическом, текстурном и минеральном отношении объекты трех рудоносных стратиграфических уровней: средне-верхнеордовикского, нижнекембрийского и нижневалдайского (табл. 19, 20; рис. 36).

Оруденение, локализованное в породах ордовика, имеет довольно близкие значения $\delta\text{-}^{34}\text{S}$, которые для галенита и сфалерита составляют $+11,0 - +15,2^0/_{00}$. Пиритная же сера конкрециеподобных стяжений в известковистых песчаниках молодовского горизонта отличается низким значением $\delta\text{-}^{34}\text{S} = -2,8^0/_{00}$.

Минералы из руд в отложениях нижнего кембрия в целом характеризуются более тяжелой серой, чем из ордовикских руд. Большинство значений $\delta\text{-}^{34}\text{S}$ галенита и сфалерита составляют $+17,7 - +20,3^0/_{00}$. Обращает на себя внимание идентичность изотопного состава серы парагенных барита и сульфидов свинца и цинка месторождения Вассбо.

Учитывая опубликованные ранее данные (Виноградов, 1969), сульфиды свинца, цинка и меди из фосфоритовых конкреций нагорянской свиты характеризуются близкими к оруденению нижнего кембрия вариациями $\delta\text{-}^{34}\text{S}$ (в‰): $(+10,4) - (+17,4)$; при этом у галенита $-(+10,4) - (+15,5)$; халькопирита $-(+15,6) - (+16,5)$; сфалерита $-(+15,6) - (+17,4)$.

Оруденение нижневалдайского стратиграфического уровня отличается в целом еще более тяжелой серой, чем оруденение в толщах нижнего палеозоя. Наибольшие изменения значений $\delta\text{-}^{34}\text{S}$ фиксируются по минералам из рудопроявлений в отложениях могилевской свиты, тогда как изменения $\delta\text{-}^{34}\text{S}$ сульфидов из ее стратиграфического аналога — серии Лайсвалль — незначительны. Однако различия значений $\delta\text{-}^{34}\text{S}$ еще менее существенны, если дифференцировать содержащие серу минералы по составу и учесть их пространственное распределение. Минералы, образующие рудный цемент в песчаниках могилевской свиты, по величине $\delta\text{-}^{34}\text{S}$ можно разделить на группу с тяжелой $(+23,5 - +29,2^0/_{00}$ — пирит и барит) и легкой $(+2,4 - +5,1^0/_{00}$ — галенит и сфалерит) серой. Сульфиды свинца и цинка характеризуются незначительными изменениями данных $\delta\text{-}^{34}\text{S}$: сфалерит $+3,6 - 5,1$ и галенит $+2,4 - 3,0^0/_{00}$. При такой дифференциации выявляется поразительное сходство изотопного состава пиритной и сульфатной серы Подолли с серой руд месторождения Лайсвалль. При большем количестве проб из последнего мог быть получен более пестрый изотопный состав серы, содержащейся в различных минералах, о чем свидетельствуют данные ее изотопного состава в конкреции пирита из этого месторожде-

Таблица 19

Изотопный состав серы в минералах Подольского сектора ВЕП

Номер на рис. 36	Минерал	Стратиграфический уровень	Характер минерализации	$\delta\text{-}^{34}\text{S}$, ‰
1	Галенит	Нижний силур, муш-кинский горизонт	Агрегат галенит-клеюфана в известняке	-20,6
2	Пирит	Средний — верхний ордовик, молодовский горизонт	Конкрециеподобные стяжения в песчанике	-2,8
3	Галенит с пиритом	То же	Галенит на стяжениях пирита	+5,1
4	Галенит	» »	Гнездо в песчанике	+11,0
5	»	Нижний кембрий, березковская серия	Рудный цемент в песчанике	+18,9
6	»	Венд, нагорянская свита	Фосфоритовые конкреции	+13,7
7	»	То же	То же	+12,5
8	»	» »	» »	+15,5
9	»	» »	» »	+11,7
10	Барит	Венд, могилевская свита	Цемент в песчанике	+29,2
11	Пирит	То же	То же	+27,3
12	»	» »	» »	+23,5
13	»	» »	» »	0,0
14	»	» »	Катагенетический прожилок	+10,2
15	Сфалерит	» »	Цемент в песчанике	+5,1
16	»	» »	То же	+4,5
17	»	» »	» »	+3,6
18	»	» »	» »	+3,6
19	Галенит	» »	» »	+3,0
20	»	» »	» »	+2,4
21	»	» »	Выполнение секущих трещин в песчанике	-0,7
22	»	» »	То же	-1,1
23	Сфалерит	Кристаллический фундамент	Выполнение трещин в гранитоидах	+2,3
24	»	То же	То же	+2,8

ния, $\delta\text{-}^{34}\text{S}$ ядра которой равно +29,9, а внешней оболочки — +14,9‰ (Gavelin e. a., 1960).

Близкие ко второй (с легкой серой) группе значения $\delta\text{-}^{34}\text{S}$ имеет сфалерит из трещинных приразломных зон в кристаллическом фундаменте под отложениями могилевской свиты (+2,3 — +2,8‰). По абсолютной величине они являются промежуточными между $\delta\text{-}^{34}\text{S}$ минералов трещинных жил и рудного цемента в песчаниках

Таблица 20

Изотопный состав серы в минералах Скандинавского сектора ВЕП

Номер на рис. 36	Минерал	Место-рождение	Стратиграфический уровень	Характер минерализации	Место отбора	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
1	Галенит	Бода-Сильвберг	Верхний ордовик, Бода-известняк	Массивное послонное замещение породы сульфидами	Карьер Сильвберг	+13,1
2 3	Сфалерит Галенит	То же Хардеберга	То же Нижний кембрий	То же Выполнение крутопадающей трещины в песчанике	Карьер Хардеберга	+15,2 +18,2
4	То же	Вассбо	То же	Галенитовая руда из лежащего бока залежи	Около 1300 м на запад от ствола шахты	+12,5
5	» »	»	» »	Галенитовая массивная руда	Около 950 м на запад от ствола шахты	+17,7
6	» »	»	» »	Сфалерит-галенитовая руда массивной текстуры	То же	+16,3
7	Сфалерит (коричневый)	»	» »	То же	» »	+10,8
8	Сфалерит (светло-желтый)	»	» »	» »	» »	+18,2
9	Барит	»	» »	Галенит-сфалерит-баритовая руда пятнисто-кокардовой текстуры	Около 450 м на юго-запад от ствола шахты	+19,4
10	Галенит и сфалерит	»	» »	То же	То же	+19,4
11	Галенит	»	» »	Галенитовая массивная руда	Скв. 123, глуб. 249 м	+20,3
12	Галенит	Лайсвалль	Бенд. серия лайсвалль	Пятнистая руда висячем боку нижнего песчаника	Западная часть рудной залежи «Södra strand»	+27,4
13	»	»	То же	Пятнистая руда в лежащем боку нижнего песчаника	Северо-восточный угол рудной залежи «Kautsky»	+25,6
14	»	»	» »	Выполнение крутопадающей трещины в песчанике	Скв. 1195 в контуре рудного поля, глуб. 127 м	+24,0
15	Пирит	»	» »	Ядро конкреции	—	+29,9
16	»	»	» »	То же	—	+14,9

могилевской свиты (см. табл. 21), что свидетельствует об инфильтрационном характере минерализации в трещинах фундамента.

Помимо тяжелой пиритной серы, в двух пробах установлена более легкая по изотопному составу сера — 0 и +10,2⁰/₁₀₀. Первая проба характеризует пиритовую залежь, наиболее удаленную от палеоберега (см. рис. 49). Изотопный состав серы из этой пробы по сравнению с другими пробами пирита характерен для осадочных пород ВЕП, подтверждая изотопное облегчение для пиритной серы в

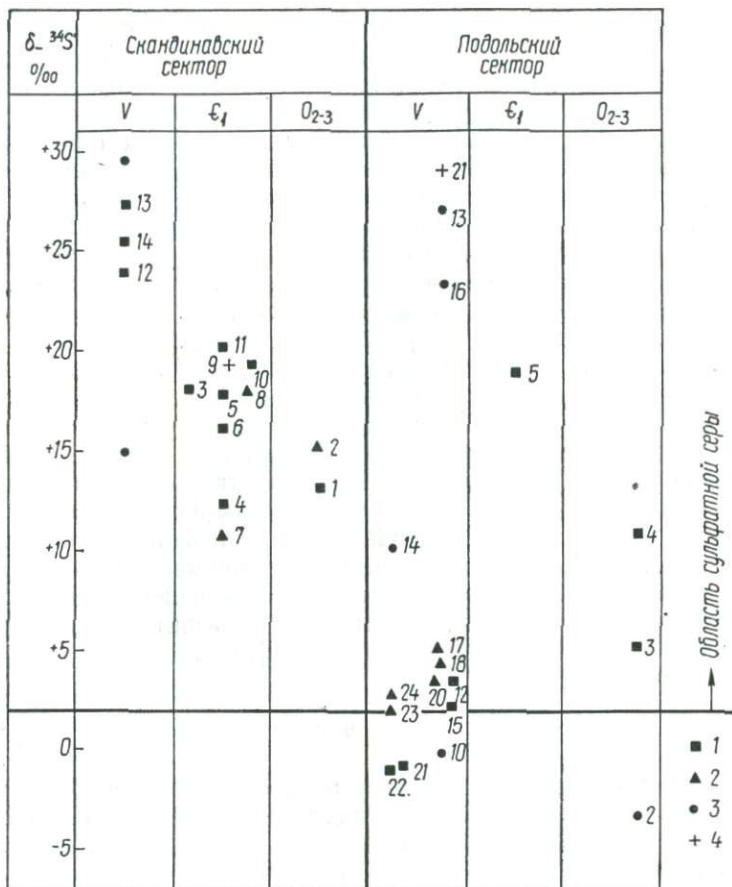


Рис. 36. Изотопный состав серы минералов рудных ассоциаций главных продуктивных стратиграфических уровней осадочного чехла западной части Восточно-Европейской платформы:

1 — галенит; 2 — сфалерит; 3 — пирит; 4 — барит. Нумерация проб в соответствии с таблицами 19 и 20.

осадках в соответствии с ростом их восстановленности (Гриненко, Ронов и др., 1970). Вторая проба — пирит из прожилка в отложениях могилевской свиты — повторяет общую тенденцию к облегчению серы сульфидов в прожилках по сравнению с серой сульфидов цемента.

Весьма показательно, что галенит из нижнесилурийской карбонатной толщи, пространственно приуроченный к фаунистическим реликтам, резко отличается от рассматриваемых выше минералов по величине δ_{-34S} ($-20,6\text{‰}$), вполне объясняющей биогенную природу серы этого галенита. Какова же природа серы оруденения в осадочном чехле западной части платформы?

Однотипность изотопного состава серы стратифицированного оруденения западной части ВЕП очевидна и выражена в обогащении ее тяжелым изотопом ^{34}S . По изотопному составу сера рассматриваемого оруденения в целом соответствует области сульфатной серы. Наличие барита и последовательность кристаллизации минералов рудного цемента в продуктивных песчаниках (Grip, 1960; Нечаев, 1974) однозначно указывают на исходную сульфатную природу серы рудообразующих растворов.

По результатам исследований В. И. Виноградова (1975), утяжеленная сера характерна для сульфатов эвапоритов и сероводорода нефтяных вод и газов. Данные об эвапоритовых условиях образования черных битуминозных сланцев (Руттен, 1972) и установленная сопряженность конкретных рудоносных стратиграфических уровней именно с теми стадиями седиментационных макроритмов, для которых характерны галогенные формации (Нечаев, 1974), согласуются с выводами В. И. Виноградова (1975).

Таким образом, по изотопному составу сера оруденения в осадочном чехле западного края платформы отвечает изотопному составу серы сероводорода в газо-нефтяных ловушках и нефтяных водах нефтегазоносных провинций и серы сульфатов эвапоритовых отложений, что допускает в качестве источника подвижной серы, участвовавшей в рудообразовании, сульфаты эвапоритов и сероводород нефтяных вод и газов, возникший в горизонтах осадочных пород при восстановлении осадочных сульфатов.

Изотопный состав кислорода

В связи с особой дискуссионностью вопроса об источнике рудоносных растворов предметом исследований послужили кальциты из рудопроявлений, локализованных в разломах кристаллического фундамента и залегающих на нем песчаниках Подольского сектора ВЕП (табл. 21). Такой материал отвечает существующим представлениям о ювенильном, эндогенном источнике растворов, обусловивших оруденение как в приразломных трещинах фундамента, так и в перекрывающих его песчаниках.

По экспериментальной кривой равновесия $\text{CaCO}_3_{\text{ТВ}} - \text{H}_2\text{O}_{\text{жидк}}$ (Дегенс, 1971) вычислен изотопный состав кислорода воды рудообразующего раствора с учетом данных о температуре кристаллизации кальцитов (Нечаев, 1974). Согласно замерам температур гомогенизации включений, выполненных В. Б. Наумовым, наиболее высокую температуру кристаллизации — $100-115^\circ\text{C}$ — имеет кальцит из типично гидротермальной трещинной жилы.

Рассчитанная величина $\delta\text{-}^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ для этого кальцита составляет 8,2%, что в соответствии с критериями Г. П. Тейлора (1970) отвечает значениям $\delta\text{-}^{18}\text{O}$ метеорных или пресных поверхностных вод. Для других проб кальцита величины $\delta\text{-}^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ еще более далеки от значений, свойственных ювенильным водам. Облегченный изотопный

Таблица 21

Изотопный состав кислорода кальцитов

δ- ¹⁸ O, ‰		Привязка и характеристика пробы
PDB	SMOW	
-18,9	+10,6	Немижское рудопоявление; короткие прерывистые послонные линзы с галенитом в грубозернистом песчанике моголевской свиты; обнажение
-19,1	+10,4	Ольховецкое рудопоявление; приразломные (Подольский разлом) трещинные жилы в милонитизированных и осветленных гранитоидах фундамента; ассоциация с флюоритом, сфалеритом, пиритом; скв. 14673, глуб. 289 м
-22,6	+6,9	Моголев-Подольское рудопоявление; приразломные (Подольский разлом) трещинные жилы, выполняющие трещины в гранитоидах фундамента, без признаков околосжилных изменений; ассоциация с флюоритом, галенитом, сфалеритом; скв. 14671, глуб. 409 м

состав кислорода кальцитов, указывающий на ведущую роль в процессах минералообразования вадозных вод, свидетельствует о затухании карбонатизации в приразломных трещинах фундамента, подтверждая инфильтрационный характер оруденения в них.

Анализ данных комплексных изотопных исследований приводит к заключению, что рудообразующие компоненты, участвующие в процессах минерализации, полигенны, но связаны с верхней частью земной коры, где они вовлекались главным образом в экзогенную миграцию.

СТАДИЙНОСТЬ И ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Рудные минеральные ассоциации и последовательность минералообразования

В осадочных толщах венда и нижнего палеозоя достаточно четко выделяются ассоциации сульфидов цветных металлов с флюоритом и баритом, которые объединены в флюорит-барит-сульфидную (Нечаев, 1974), а с фосфатами — в сульфидно-фосфоритовую формации.

Флюорит-барит-сульфидная формация

Флюорит-барит-сульфидная формация наиболее полно проявилась в грубо терригенных толщах венда.

В неметаморфизованных продуктивных отложениях, как правило, выделяются две группы минералов. К первой относятся

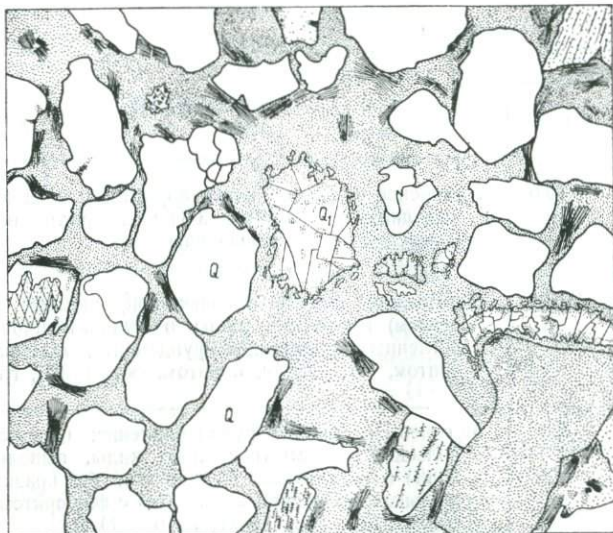


Рис. 37. Каолинитовый песчаник. Полевой шпат замещен каолинитом — зерно в правом нижнем углу; в каолинитовом цементе (крап) развиваются сноповидные агрегаты гидрослюд. Видна коррозия — растворение кварца (Q_1).

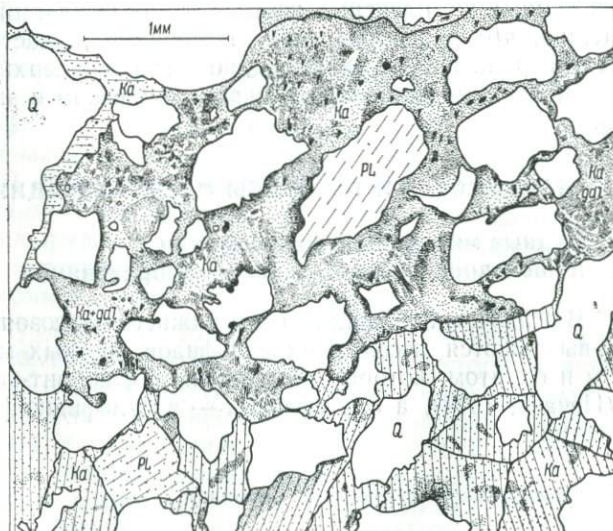


Рис. 38. Песчаник полевошпато (PL)-кварцевый (Q) с базальным цементом. Видна различная степень раскристаллизации первично-осадочного кальцита (Ka), содержащего примесь глинистых минералов (крап) и гидрослюд (gdl). Регенерационный кварц еще не образовался.



Рис. 39. Песчаник полевошпато-кварцевый. Цемент поровый, базальный и регенерационный. Минералы стадии диagenеза представлены криптоточешуйчатым каолинитом с примесью гидрослюд (*gdl*), кальцитом (*Ka*) и пиритом (*Pt*) — левая часть рисунка. В правой части — полнокристаллический кальцит корродирует регенерационный кварц (Q_1).

глинисто-гидрослюдистые (рис. 37), криптокристаллические карбонатные (рис. 38, 39) и кремнистые образования. Такие минеральные виды в осадочных породах сформированы в стадии диagenеза в условиях, близких к процессам выветривания (Копелиович, 1965).

Каолинит, содержащий значительную примесь гидрослюд, замещается более поздними минералами, в частности, его реликты встречаются в каемках регенерационного кварца (см. рис. 43, 45). В глинистой же массе наблюдается глауконит, образующийся по обломочному гидратизированному биотиту (Копелиович, 1965).

Минералы первой группы, вообще характерные для наиболее тонкозернистых пород — аргиллитов и глинистых сланцев, в песчаных разностях играют второстепенную роль. Именно поэтому представляется возможным отделить их от второй группы минералов — подолита, флюорита, халькопирита, сфалерита, галенита, барита.

Среди новообразований, в свою очередь, различаются минералы цемента песчаников, трещинных жил и прожилков в них.

Минералы второй группы сформировались в основном в две стадии.

Первая стадия минерализации. *Мусковит* развивается в кластогенных зернах полевых шпатов. Чаще всего его чешуйки ориенти-

рованы вдоль трещин спайности в плагиоклазе и микроклине. Такого рода мусковитизация не известна в гранитоидах фундамента, поэтому мусковит в песчаниках можно рассматривать как новообразование (рис. 40).

Альбит образует каемки вокруг обломков олигоклаза (рис. 41), а также тонкозернистые заполнения трещин в обломочных его зернах. От последних отличается отсутствием вторичных изменений — гидрослюдизации, каолинизации.

Микроклин развивается подобно альбиту. Отсутствие в микроклине включений мусковита, замещение альбита микроклином (даны е Ю. К. Пийяра), а последнего регенерационным кварцем указывает на более позднее образование микроклина, чем альбита. Названные минералы встречаются редко, в микроскопических количествах и обычно совместно.

Кварц-1 — регенерационный — наиболее интенсивно развит именно в отложениях могилевской свиты, где его среднее содержание достигает 12%. Каемки регенерационного кварца вокруг обломочных кварцевых зерен содержат многочисленные включения тонкодисперсных глинистых частиц и мельчайших пузырьков жидкости и газа, которые нередко концентрируются в тончайшие полосы. Количество таких зон в регенерационных каемках — от 2—3 до 6—7. Оптическая ориентировка регенерационного кварца до мельчайших деталей совпадает с ориентировкой кластического зерна, повторяя его структурный рисунок. Регенерационный кварц интенсивно корродирует зерна новообразований — мусковита, альбита и микроклина.

Диккит встречается в виде агрегатов кристаллов вермикулито-вееро- и гармошкоподобного облика. Он корродирует регенерационный кварц, а также кластогенные минералы, в первую очередь полевые шпаты; отдельные агрегаты имеют структуру столбика монет. Основная масса диккита образовалась в результате перекристаллизации криптозернистого каолинита (см. рис. 40).

Пирит по времени образования близок к диагенетическим минералам первой группы, его идиоморфные зерна (до 0,01 мм) встречаются среди этих минералов и в виде включений — в регенерационном кварце (см. рис. 39). В продуктивных слоях часто наблюдаются гнезда и линзы пирита (основная масса пирита), образовавшегося после регенерационного кварца — пирит-2. Обращает на себя внимание чистота пирита (Fe — 46,62 и S — 53,53%) и отсутствие в нем главных элементов рудного парагенезиса — Pb, Zn, Cu.

Кальцит — первая генерация (в отличие от криптокристаллического хомогенно-осадочного карбоната кальция (см. рис. 38) — замещает регенерационный кварц (см. рис. 40).

Флюорит кристаллизовался после кальцита-1. Как и кальцит, он интенсивно корродирует зерна обломочных минералов песчаника. В процессе оплавления песчаников кластический материал на 15—20% замещается флюоритом. Интенсивно корродиро-

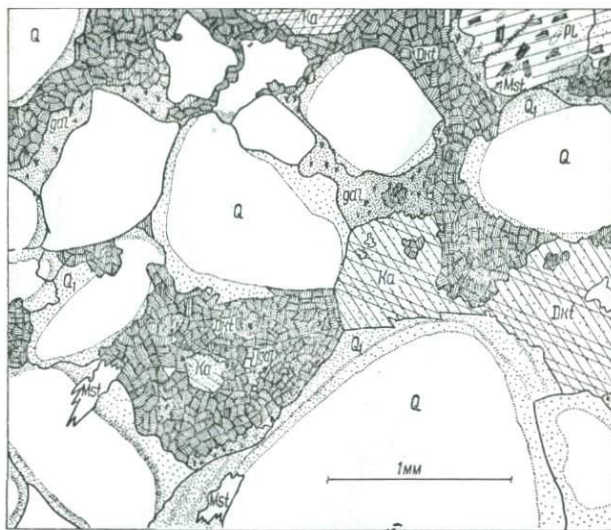


Рис. 40. Песчаник полевошпато-кварцевый; цемент регенерационно-поровый. Минералы цемента представлены крипточешуйчатым каолинитом (крап) с примесью гидрохлуд (*qdl*). Мусковит (*Mst*) развивается в зерне плагиоклаза — верхний правый угол — и в ассоциации с регенерационным кварцем — нижний левый угол. Диккит (*Dkt*) образован при перекристаллизации первичного цемента; кальцит (*Ka*) выделился после диккита.

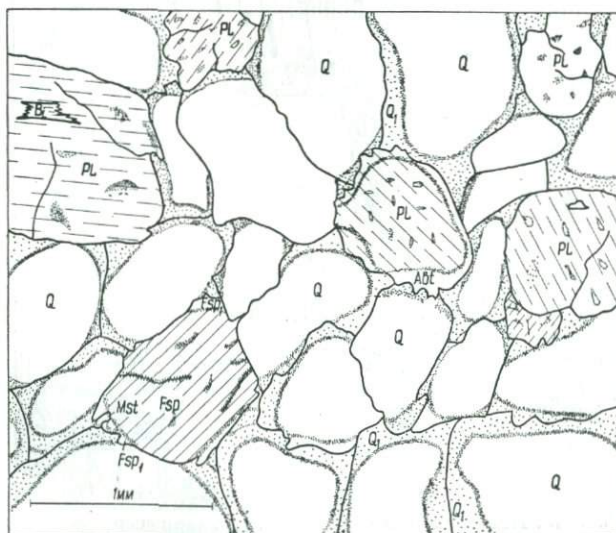


Рис. 41. Песчаник полевошпато (*Pl*, *Fsp*)-кварцевый (*Q*); цемент конформно-регенерационный. Микроклин (*Fsp*₁) и альбит (*Abt*) — регенерационные — около зерен калиевого полевошпата и плагиоклаза соответственно; вероятно их синхронность регенерационному кварцу (*Q*₁).

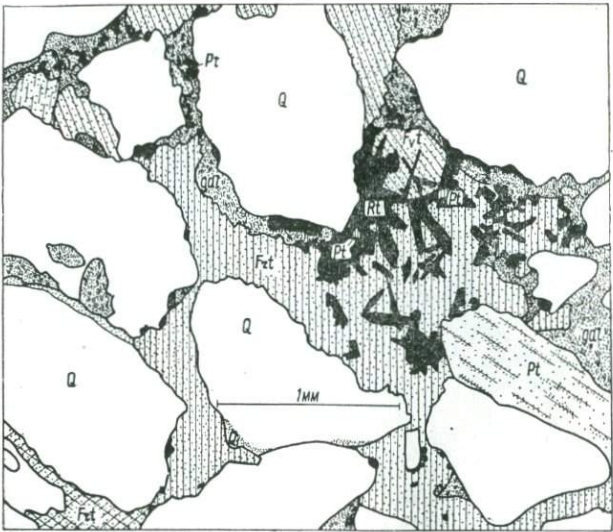


Рис. 42. Песчаник полевошпато-кварцевый, цемент регенерационный, поровый, базальный. Все минералы корродированы флюоритом (*Frt*). Вероятно, с флюоритизацией связаны новообразования рутила (*Rt*) за счет лейкоксена из первичного глинисто-гидрослюдистого цемента (*gdl*). Диагенетический пирит (*Pt*) в глинисто-гидрослюдистом агрегате и в виде реликтов — в рутиле.



Рис. 43. Песчаник полевошпато (PL)-кварцевый, цемент регенерационно-поровый с элементами базального. Сфалерит (*Sft*) развивается после каолинита и гидрослюды (*gdl*) и отчетливо корродирует регенерационный кварц (Q_1). В ассоциации с регенерационным кварцем — мусковит (*Mst*) и альбит (*Abt*).



Рис. 44. Песчаник полевошпато-кварцевый, цемент регенерационно-поровый, базальтный. Кальцит (*Ka*) выделяется после регенерационного кварца (Q_1), а флюорит (*Fr*) — после кальцита. Видны реликты глинисто-гидрослюдистого (*gdl*) цемента.

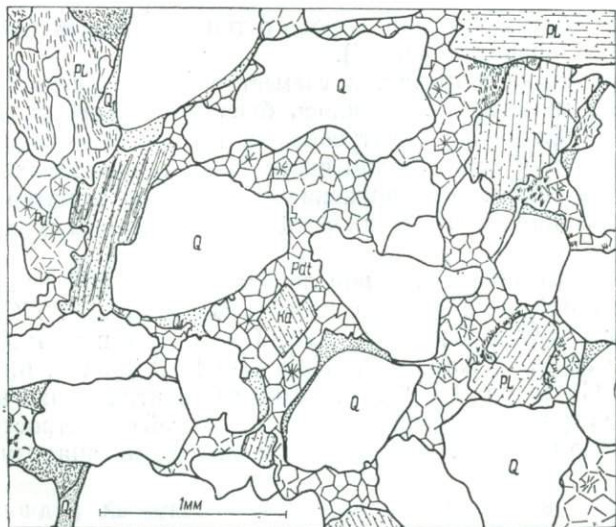


Рис. 45. Песчаник полевошпато (PL)-кварцевый, цемент регенерационно-поровый. Подолит — мозаичные зерна — кристаллизовался в межзерновом пространстве после регенерационного кварца (Q_1), возможно, одновременно с кальцитом (*Ka*).

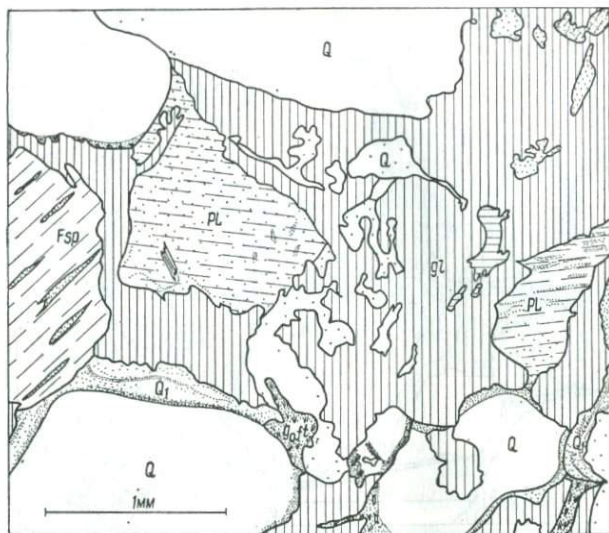


Рис. 46. Характер развития галенита (gl) в полевошпато-кварцевом песчанике.

ваны флюоритом также кварц-1, пирит-1 и кальцит-1 (см. рис. 42, 44).

Подолит образует цемент порового типа и выделен после регенерационного кварца (рис. 45).

Барит изредка встречается совместно с флюоритом. По всей вероятности, минералы выделялись близко во времени. Подобно кальциту-1 и флюориту барит образует цемент в песчаниках, заметно корродируя зерна обломочного кварца и полевых шпатов. Наблюдаются участки «раздвижения» кластического материала баритом, отторжения им от трещиноватых зерен отдельных участков — блоков.

Выделенная в обогатительной лаборатории ИГФМ фракция барита имеет такой химический состав (в %): SiO_2 0,64; TiO_2 не определялось; Al_2O_3 0,32; Fe_2O_3 0,23; FeO н/о; MnO ; BaO 63,86; MgO 0,30; CaO 0,20; Na_2O 0,50; K_2O 0,14; H_2O 0,04; п. п. п. 0,14; SO_3 34,01. С у м а 100,98. По данным спектрального анализа, содержание стронция в барите 1—2% и, по всей вероятности, этому стронцию соответствует избыток (по химическому анализу) $\text{SO}_3 = 1,26\%$.

Барит чист в отношении элементов — примесей рудного парагенезиса, исключая медь (до 0,001 %).

Сульфиды меди, цинка и свинца являются наиболее поздними образованиями данной стадии минерализации (см. рис. 43, 46). Халькопирит, встреченный среди галенита и сфалерита, интенсивно ими корродирован.

Наряду с обычной обособленностью каждого из главных минералов рассматриваемой формации — галенита, сфалерита, флюорита и барита — обращает внимание их одинаковая способность корродировать обломочные минералы и постоянное выделение после регенерационного кварца. При этом все они образуют цемент в песчаниках (послойный тип минерализации).

Вторая стадия минерализации. Трещинно-жильная минерализация относится ко второй стадии прежде всего на основании непосредственных наблюдений взаимоотношений цемента и секущих его минерализованных трещин. Вторая стадия представлена кварцем, кальцитом, флюоритом и сульфидами.

Кварц-2 обычно возникает на участках трещиноватости в породах, а его морфология является как бы переходной к типичному жильному кварцу третьей генерации. Кварц-2 выполняет центры пор в песчанике или образует маломощные прожилки. Он загрязнен глинистым веществом, которое придает ему темно-серую окраску. Под микроскопом он имеет мозаичное строение и интенсивно корродирует регенерационный кварц.

Кварц-3 чист от примесей и отличается четко выраженным перистым строением, он встречается только в прожилках (рис. 47).

Последовательность минералообразования внутри второй стадии устанавливается фрагментарно, так как непосредственно в том или ином трещинно-жильном рудопроявлении обычно встречается минерализация двухкомпонентного состава с последовательностью: кварц—сульфид (рис. 48), кальцит — сульфид, кварц — флюорит. В редких случаях отмечается четырехкомпонентная последовательность: флюорит — сфалерит — пирит — кальцит. Иногда можно наблюдать кварц, секущий кальцит и обратное их соотношение.

Из-за резкой дифференциации сульфидов четко устанавливается лишь выделение халькопирита до галенита и сфалерита.

Последовательность минералообразования наиболее полного набора постседиментационных минералов в песчаниках представляется следующей:

Первая стадия минерализации (цемент) — мусковит, альбит, микроклин, пирит-1, кварц-1, диксит, кальцит-1, флюорит-1, барит, пирит-2, халькопирит-1, сфалерит-1 (галенит-1). Следует подчеркнуть облегчение изотопного состава серы в соответствии с последовательностью выделения минералов рудного парагенезиса: от $+29,2^0/_{00}$ барита до $+5,1$ — $+3,6^0/_{00}$ сфалерита и $+3,0^0/_{00}$ галенита.

Вторая стадия минерализации (прожилки) — кварц-2, кварц-3, флюорит-2, кальцит-2, халькопирит-2, сфалерит-2 (галенит-2), пирит-3, кальцит-3.

Достаточно четко фиксируемая стадийность минерализации не указывает, однако, на какую-либо самостоятельность и независимость минерализации этих стадий. Есть несколько признаков, свидетельствующих об их взаимопереходном характере: смешанный морфологический тип оруденения, проявляющийся в макромасштабах, и кварц-2 —связующее звено между поровым цементом и про-



Рис. 47. Песчаник полевошпато-кварцевый с прожилками кварца второй (Q_2) и третьей (Q_3) генераций; Q_1 — регенерационный кварц.



Рис. 48. Взаимоотношение сфалерита (Sft) и кварца третьей генерации (Q_3) в рудном прожилке.

жилками. Само нахождение этих, морфологически различных, но сходных по минеральному составу, образований в пределах единого стратиграфического уровня уже свидетельствует об их родстве. Смешанный морфологический тип оруденения представляет собой

сочетание рудного цемента и коротких — прерывистых прожилков-линз. Характерно положение оруденения этого типа вдоль границы кварцитовидных и обычных песчаников могилевской свиты на отрезке моноклинали от Могилева-Подольского до Озаринцев. Показательно развитие оруденения в кварцитовидных песчаниках исключительно в связи с крутопадающими трещинами (Озаринцы, Воеводчинцы, Карповка), а в обычных песчаниках — в межзерновых пространствах (Ярышев, Слобода-Ярышевская).

Приведенный фактический материал позволяет присоединиться к мнению А. В. Копелиовича (1965) о том, что кварц второй и третьей генераций представляет собой результат заключительного периода кристаллизации кремнекислоты в начальные этапы диагенеза и эпигенеза. Единобразное эволюции минерализации в песчаниках можно проследить и на других рудоносных уровнях.

В нижнекембрийских песчаниках оруденение характеризуется чрезвычайной простотой состава и дифференциацией минерального вещества. Главные минералы рудного парагенезиса — барит, галенит и сфалерит. Они образуют цемент базального и порового типа, частично корродируют и замещают обломочные минералы (в основном кварц). В песчаниках хорошо развиты явления регенерации кварца, при которых на контакте с обломочными зернами выделяется тонкая каемка из точечных обособлений глинистых минералов, пыли, пузырьков жидкости и газа. При этом сохраняются контуры обломочных зерен. Секущие продуктивный уровень трещинно-жилвные образования здесь зафиксированы не были.

В средне-верхнеордовикских песчаниках взаимоотношения минералов рудного парагенезиса — пирит, галенит, сфалерит, кальцит — в значительной степени напоминают таковые в рудоносных песчаниках венда. Рудные минералы, образующие скопления-

Таблица 22

Химический состав галенита из рудопроявлений различных морфологических типов в отложениях могилевской свиты венда, вес. %

Элемент	Рудный цемент	Смешанный тип	Трещинная жила
Pb	Химический состав не определялся	85,41	86,43
Cu		0,04	0,02
S		13,58	13,47
Сумма		99,03	99,92

Данные спектрального анализа

Mn	0,01	0,0006	0,01	—
Ni	0,003	0,0001	—	—
Co	0,05	—	—	—
Ti	0,03	0,03	0,001	0,001
Zr	0,06	0,001	—	—
Cu	0,02	0,001	0,006	0,003
Ag	0,002	0,004	0,001	0,003
Zn	3	3	—	—
Cd	0,01	0,02	—	—
Ge	0,001	0,005	—	—
Ga	0,01	0,006	—	—
La	0,06	—	—	—
Y	—	—	0,002	—
Yb	—	—	0,0003	—
Sr	—	—	0,03	—

Таблица 23

Термо-ЭДС галенита и изотопный состав серы сульфидов свинца и цинка

Морфология	Район рудопроявления	Величина термо-ЭДС, мкв/град			$\delta^{34}\text{S}$, ‰
		от	до	наиболее частые значения	
Трещинные жилы	села Воеводчинцы, Миньковцы	-380	+340	1) -360 2) +300	-1,1 -0,7
Смешанный тип	с. Немия	-300	+240	1) -300 — -100 2) +80 — +240	+3,0
Рудный цемент	села Ярышев, Бахтын, Свидова	-360	-400	-380	+3,6 +4,5
Трещинная жила в фундаменте	с. Ольховец, г. Могилев-Подольский	-	-	-390	+2,3

пятна, цементирующие обломочные минералы, характеризуются мелкозернистостью. Совершенно определенно пятна дисульфидов железа являются «затравками» для кристаллизации галенита. В то же время в коротких трещинах, секущих сплошность продуктивного слоя (а также коротких прожилках), они, в частности галенит, ассоциируют с более крупнокристаллическим кальцитом, отличаясь огранкой и относительной крупностью кристаллов и их агрегатов.

Установлены особенности минерализации первой и второй стадий, доказывающие их единство.

Галениты первой стадии, образующие глобулярные, фрамбоидальные и конкрециевидные обособления, скопления-пятна, линзы и прослой, цементирующие обломочные минералы, характеризуются мелкозернистостью и значительной ролью элементов-примесей (табл. 22). Изотопный состав серы сульфидов рудного цемента варьирует в пределах $+3,6 - +4,5\text{‰}$ (табл. 23), а величины термо-ЭДС галенита характеризуются отрицательными значениями, типичными для галенитов венд-палеозойского разреза (табл. 24). Литогенетические трещины иногда «залечены» прожилками, не выходящими за пределы продуктивного горизонта. В них огранка кристаллов сульфидов более совершенна, сульфиды содержат меньше элементов-примесей (см. табл. 22), несколько облегченную по сравнению с цементом серу $-\delta^{34}\text{S} = +3,0\text{‰}$, а величины их термо-ЭДС изменяются от -300 до $+240$ мкв/град (табл. 23). При этом сохраняется единство изотопного состава рудного свинца в цементе и в прожилках (Нечаев, 1972). В других случаях констатировано только стягивание минерализации, в частности флюорита в пласте, к

Таблица 24

Термо-ЭДС галенитов, *мкв/град*

Стратиграфическое положение	Вмещающая порода	Морфологические особенности минерализации	Величина термо-ЭДС		
			от	до	наиболее частые значения
Нижний девон	Песчаник	Рудный цемент	—	—	—325
Силур Устьевский горизонт Мушкинский горизонт	Известняк »	Пленки на поверхности трещин	—	—	—420
		Гнезда	—	—	—370
		Псевдоморфоза по фауне Обосления около фауны Короткие прожилки	— — —350	— — —380	—330 —380 —380
Ордовик	Песчаник	Цемент	—	—	—400
	Известняк	Выделения в трещинах	—	—	—380
		Налет на плоскости трещин	—	—	—370
		Рудный цемент	—340	—400	—380—400
Кембрий	Песчаник	Рудный цемент			—430—420
Венд Калюсские слои Первый горизонт Второй и третий горизонты	Фосфоритовые конкреции	В конкрециях	—240	—320	—320
	То же	То же	—230	—230	—240
	» »	В мелких почкообразных конкрециях	—200	—300	—240—320
	» »	Радиальное включение в конкрециях	—200	—320	—240—320
Ямпольские слои Ольчедаевские слои	Песчаник	Галенит-кальцитовые линзы	—300	+240	1) —300—100 2) +80 — +240 —380
	»	Рудный цемент	—360	—400	
	»	Секущая трещинная жила	—380	+340	1) —360 2) +300
Архей	Кристаллические породы фундамента	Трещинная жила в зоне дробления	—	—	—390

литогенетическим трещинам (трещины пустые!), что с позиций диагенетического рудообразования (Страхов, 1953) можно объяснить подтоком CO_2 , удалявшегося при осаждении флюорита к вентилирующим каналам. Сходное поведение минералов рудного парагенезиса наблюдалось на месторождении Вассбо в Швеции (Grip, 1960; Tegengren, 1962). Согласно Н. М. Страхову (1953), подобные явления могут соответствовать третьему этапу диагенеза, когда уже зарождались литогенетические трещины, но еще было возможно перераспределение вещества в осадке.

Анализируя приведенные выше данные, можно сделать вывод, что регенерация первичных сульфидов происходила во вторую стадию минерализации. Образование более крупнокристаллического

Таблица 25

Изотопный состав свинца из рудопоявлений различного морфологического щита

Стратиграфическое положение рудопоявления	Морфологический тип минерализации	^{204}Pb	Отношение к ^{204}Pb		
			^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
Верхний ордовик, молдовский горизонт	Рудный цемент	1,364	18,40	15,55	38,46
	Жильный	1,37	18,46	15,44	38,09
	Рудный цемент	1,37	18,18	15,49	38,32
	Жильный	1,373	18,42	15,29	38,13
Венд, ольчедаевские слои могоилевской свиты	Рудный цемент	1,17	23,03	16,96	44,48
	Жильный	1,16	24,30	17,00	43,91

галенита в прожилках с кальцитом за счет тонкозернистого в рудном цементе и в конкрециеподобных стяжениях подтверждается полным сходством изотопного состава свинца (табл. 25).

Причину обогащенности рудного цемента элементами-примесями и очистку сульфидных минералов в трещинах, секущих продуктивные слои, вероятно, следует усматривать в эволюции первичного рудоносного осадка. Как подчеркивал Н. М. Страхов (1968), обогащенность тонкой фракции взвесей Co, Ni, Cu, Mo, Pb, Zn и другими микроэлементами тем больше, чем тоньше дисперсная фаза — резче выражен сорбционный слой. Последний отличается большой мобильностью и при подкислении среды отдает катионы в раствор, а при подщелачивании — дополнительно обогащается ими, если позволяет сорбционная емкость.

Положительные величины термо-ЭДС, а также облегчение изотопного состава серы галенита совершенно определенно могут указывать на более высокий потенциал кислорода (подкисление) при кристаллизации этого минерала в трещинах.

Кальцит, обильный в трещинных жилах, по всей вероятности, возник вследствие растворения более раннего кальцита, образующего цемент в песчаниках. Заметим, что хемогенно-осадочный кальцит в цементе песчаников в рассматриваемом районе встречается чрезвычайно редко в связи с его перекристаллизацией и растворением. Тем не менее А. В. Копелиович (1965) выделил этот кальцит по таким признакам, как большой коэффициент первичной пористости и высокое (до 17 мол.%) содержание родохрозитовой молекулы.

По данным химического анализа, кальциты, слагающие цемент песчаников, характеризуются относительно повышенным (0,88—1,35%) содержанием марганца, которое, однако, не постоянно. На это обстоятельство обратил внимание А. В. Копелиович (1965),

который отметил значительные изменения содержания марганца в кальците в одном слое кальцитизированного песчаника и даже в разных частях одного и того же образца.

Спектральным анализом кальцитов из цемента песчаников устанавливается их значительное сходство по комплексу элементов-примесей (Великанов и др., 1972).

По химическому составу кальциты из жильных проявлений в общем сходны с кальцитами цемента, отличаясь несколько большим постоянством содержания марганца — 0,41—0,72%. Фиксируемые спектральным анализом незначительные различия в комплексе элементов-примесей, по всей вероятности, отражают состав вмещающей среды.

Примечательно, что высокотемпературная термолюминесценция кальцитов цемента характеризуется главным пиком при температуре 340°, в то время как для жильных составляет 320—390°, не отличаясь в последних от термолюминесцентного эффекта гипергенных кальцитов (Великанов, Шелкопляс, 1970).

Рассмотренные особенности кальцитов, по-видимому, свидетельствуют в пользу генетического сходства этих минералов. Преемственность элементов-примесей и значений термолюминесценции кальцитов цемента и трещинных жил и прожилков, вероятно, указывают на образование последних за счет первых.

Фото- и термолюминесцентные исследования флюоритов показали, что по этим свойствам флюориты Приднестровья резко отличаются от известных типичных гидротермальных флюоритов, а зафиксированный во всех морфологических типах приднестровских флюоритов максимум термолюминесценции при температуре 290°С отражает общность условий их образования (Великанов и др., 1967). На основании этих данных, а также исходя из низких содержаний бериллия в флюоритах, О. А. Красильщикова (1970) считает вероятным осадочное образование флюорита в Приднестровье.

Качественное сходство постседиментационной минерализации в отложениях могилевской свиты и в трещинах кристаллического фундамента давало основание некоторым геологам (Древин и др., 1968) рассматривать это явление как результат восходящей миграции глубинных гидротермальных растворов по трещинам фундамента в благоприятные песчаники. Однако характер карбонатизации трещин в фундаменте свидетельствует о нисходящем направлении движения растворов: под осадочным чехлом, как установлено бурением, кальцитовые трещинные жилы затухают, распространяясь от поверхности фундамента примерно на одну глубину — 70—80 м, а в зонах мощных тектонических нарушений — в виде «карманов» до 150—200 м и только в единичных случаях — более 300 м.

Можно допускать, что эта минерализация в трещинах фундамента формировалась одновременно с цементацией песчаников и, следовательно, из тех же растворов, о чем, кроме геологических наблюдений, свидетельствуют: сходство состава кальцитов, наличие

Таблица 26

Химический состав сфалеритов, вес. %

Элемент	Сфалериты из рудного цемента песчаников могилевской свиты			Сфалериты из трещин в кри- сталлическом фундаменте	
	Zn	56,03	61,00	62,25	63,73
Fe	7,03	4,26	2,18	2,23	7,07
Pb	0,03	0,03	0,36	0,03	0,36
Mn	0,07	0,02	0,02	Следы	0,07
S	32,01	33,02	32,80	33,22	32,62
Сумма	95,17	98,33	97,61	99,21	96,90

Данные спектрального анализа

Sc	Следы	Следы	Следы	Следы	0,03
In	0,015	0,01	0,01	0,01	0,02
Hf	0,003	0,003	Следы	Следы	0,005
Ge	0,025	0,01	0,01	0,01	0,01
Bi	—	—	Следы	—	—
Ba	Следы	Следы	—	—	Следы
Be	0,0002	0,0001	Следы	—	0,0001
Mo	Следы	Следы	0,0001	0,0001	0,0001
Sn	0,0025	0,005	0,002	Следы	0,0025
Cu	1	0,5	0,25	1	0,3
Cd	0,15	0,08	0,15	0,15	0,065
Ag	0,03	0,02	0,1	0,004	0,002
Y	0,003	0,0055	0,004	0,004	0,025
La	0,01	0,01	0,1	—	0,025
Ce	—	0,01	—	—	0,02
Yb	0,0005	0,0008	0,0002	0,001	0,0025
Ni	0,004	0,0005	0,0006	0,0015	0,009
Zr	0,045	0,0015	0,009	0,006	0,1
Co	0,05	0,045	0,02	0,035	0,04
Sr	0,001	0,001	0,001	—	0,03
V	0,0015	0,0002	0,0002	Следы	0,007
Ti	0,3	0,07	0,06	0,0015	0,04
P	—	—	—	—	0,1

одинаковых элементов-примесей в сфалеритах (табл. 26), идентичность значений изотопов рудного свинца и серы сульфидов, а также кислорода карбонатов из песчаников, с одной стороны, и трещин кристаллического фундамента — с другой. Показательна и величина термо-ЭДС галенита из трещинной зоны в фундаменте (-390 мкв/град), фактически не отличающаяся от величины термо-ЭДС галенита, образующего цемент в песчаниках, перекрывающих фундамент (-380 мкв/град).

Единство минерализации в отложениях могилевской свиты и трещинах фундамента в Подольском секторе ВЕП подтверждается, кроме того, результатами геохронологических исследований. Изотопный возраст отложений верхнего докембрия, подстилающих могилевскую свиту, датируется 600 млн. лет (Нечаев и др., 1969), возраст же перекрывающих ее осадков — лядовских слоев, — определенный по глаукониту, — 590 млн. лет (Гаррис и др., 1964);

возраст околожильного изменения гранитоида фундамента в контакте с сульфидно-кальцитовой жилой — 590 млн. лет (Нечаев, 1974).

Совпадение данных изотопного датирования постседиментационных процессов с вендским возрастом этой толщи, подтвержденного находками комплекса медузоидов (Заика-Новацкий и др., 1968), указывает на близость во времени седиментации и постседиментационной минерализации.

При сравнении оруденения, локализованного в отложениях моголевской свиты, и месторождений в эокембрийских породах Скандинавского сектора ВЕП обращает внимание сходство минерального состава рудного парагенезиса (галенит, сфалерит, пирит, кальцит, барит, флюорит); термо-ЭДС галенитов (от -355 до -395 мкв/град, Лайсвалль и от -195 до -410 мкв/град, Вассбо); j -аномальность рудного свинца, а также характер выделения минералов и последовательность минералообразования, по данным Э. Грива (Grip, 1960), на месторождениях типа Лайсвалль — Вассбо.

Галенит образует мелкие выделения между песчаными зернами и часто пойкилиты до 1 см в поперечнике. Пойкилиты обычно овальные, но встречаются и шестигранные. Сфалерит наблюдается в ничтожных количествах и обычно совместно с галенитом, в некоторых участках рудного поля сфалерит, однако, может преобладать над галенитом. Пирит из рудного парагенезиса образует мелкие рассеянные кристаллы, но есть и более ранний пирит, образующий в песчанике округлые пойкилиты (называемые шведскими геологами конкрециями) величиной несколько сантиметров, которые частично замещены галенитом. Изотопный состав серы последнего ($\delta\text{-S}^{34} = +24,0 \div +27,4\%$) близок к изотопному составу серы раннего пирита $\delta\text{-S}^{34} = +29,9\%$, но, как видно, несколько понижен в соответствии с последовательностью выделения этих минералов.

Кальцит, барит и флюорит развиваются подобно галениту, однако они образуют преимущественно крупные пойкилиты, достигающие часто более 1 дм². Серицит встречается в виде рассеянных листочков, а также как продукт изменения обломочного микроклина. Минералы указанного парагенезиса обычно распространяются между песчаными зернами, образуя цемент. С усилением минерализации замещаются также песчаные зерна: вначале микроклин и затем кварц. Цементирующий регенерационный кварц, имеющий ту же оптическую ориентировку, что и обломочные зерна кварца, замещается много легче, чем кластический.

Сульфидно-фосфоритовая формация

Сульфидно-фосфоритовую ассоциацию долгое время изучали многочисленные исследователи. Мы остановимся только на принципиальных геологических фактах и новых данных.

В верхнедокембрийских битуминозных аргиллитах, вмещающих рудоносные конкреции, совершенно очевидно наиболее раннее образование фосфата (фтор-апатита) — до выделения сульфидов, т. е. повторение последовательности, отмеченной для постседиментационной минерализации в песчаниках. Что касается сульфидов, то допускается почти одновременная их кристаллизация (Лазаренко, Сребродольский, 1969). Более тяжелые изотопы серы халькопирита ($+15,6 - +16,5\text{‰}$) и сфалерита ($+15,6 - +17,4\text{‰}$) по сравнению с изотопами серы галенита ($+10,4 - +15,5\text{‰}$) отвечают последовательности минералообразования: халькопирит (сфалерит) — галенит.

Условия залега́ния коренных фосфоритов — размещение горизонтальными рядами, характер огибания сланцами единичных фосфоритовых конкреций — дает основание полагать, что раскристаллизация фосфоритов происходила еще до преобразования глинистого осадка в горную породу (Константинов, 1963), которую мы неоднократно наблюдали в кернах и в обнажениях фосфоритоносных калюсских слоев.

Кристаллизация сульфидов тяжелых металлов в фосфоритовых конкрециях, согласно Е. П. Фурман (1954), происходила на стадии позднего диагенеза, о чем, по ее мнению, свидетельствуют редко встречающиеся прожилки галенита (до $0,3-0,5$ мм), секущие фосфоритовые конкреции, и замещение фосфатного вещества сфалеритом.

На основании изучения изотопного состава серы сульфидов из конкреций В. И. Виноградов (1969) пришел к выводу, что сульфидное оруденение возникло «на стадии катагенетических преобразований осадков».

Новейшими исследованиями в Институте геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР установлена связь между накоплением органического вещества и фосфатной минерализацией. Роль центров при образовании фосфоритовых сферолитов отводится органической субстанции в форме металлоорганических комплексов. Наличие сульфидных минералов в фосфоритовых конкрециях объясняется не заполнением пустот в результате последующей циркуляции рудоносных растворов, как считает Е. П. Фурман (1954), а разложением металлоорганических комплексов и взаимодействием между металлами и сероводородом. Данное предположение вполне приемлемо, так как с этих позиций можно объяснить отсутствие дифференциации сульфидов, столь контрастно проявленной в песчаниках, а также богатый комплекс элементов-примесей в галените из фосфоритовых конкреций — почти 2% по весу — по сравнению с галенитами из цемента песчаников. Химический состав галенита из фосфоритовой конкреции рудопоявления Мал. Побоянка следующий (вес. %): Pb 84,36; Zn 0,08; Cu 0,05; S 13,65; сумма 98,14; сурьма, фосфор, висмут и барий установлены только в галените из фосфоритовых конкреций, кроме того, в нем обычно встречаются редкоземельные элементы и цирконий (табл. 27).

Таблица 27

Результаты спектрального анализа галенитов фосфоритовых конкреций рудопроявлений Миньковцы и Мал. Побоянка

Элементы-примеси	1	2	3	4	5	6
Mn	0,01	0,001	0,01	0,03	0,015	0,01
Ni	—	—	—	0,0006	0,0002	0,0002
Co	—	—	—	—	—	—
Ti	0,01	0,006	0,005	0,02	0,0006	0,0002
V	0,0003	—	—	0,0003	Следы	Следы
Zr	0,006	0,003	0,001	0,004	0,003	—
Cu	0,04	0,01	0,03	0,006	0,02	0,15
Ag	0,006	0,005	0,01	0,006	0,015	0,002
Sb	0,02	0,02	0,04	0,02	0,3	0,2
Bi	0,002	—	—	—	0,0004	0,0015
Zn	—	—	—	—	—	—
Cd	—	—	—	—	—	—
Ge	—	—	—	—	—	—
Ga	—	—	—	—	—	—
Be	—	—	—	—	Следы	Следы
La	0,006	—	—	0,003	0,01	»
Y	0,005	—	0,001	0,01	0,0025	0,01
Yb	0,0001	—	—	0,0003	0,0001	0,0001
P	0,6	0,03	0,3	0,4	1,0	1,0
Sr	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,04
Ba	—	—	—	—	0,01	0,06

Примечание. 1 — верхний горизонт конкреций; 2 — второй и третий горизонты конкреций; 3 — из полостей усыхания в мелких конкрециях; 4 — из радиальных включений; 5—6 — из полостей усыхания конкреций.

По данным А. И. Тугаринова (Тугаринов и др., 1960), время образования галенита фосфоритовых конкреций близко к седиментации вмещающих их глинистых осадков, которая по глаукониту датируется 562 млн. лет (Гаррис и др., 1964).

Минерально-геохимические особенности оруденения и условия рудообразования

Из приведенного фактического материала видна специфичность вещественного состава оруденения, что дает возможность акцентировать внимание на следующих его особенностях: рудоносными или потенциально-рудоносными являются преимущественно песчанистые и глинистые отложения при заметно подчиненной роли карбонатных пород; простой минеральный состав рудных концентраций; бедность сульфидных свинцово-цинковых руд медью и серебром; ассоциация оруденения с углеводородными битумами или веществом, богатым углеродом (в тонкодисперсных глинистых отложениях связь эта совершенно очевидная и очень тесная вплоть до образования металлоорганических комплексов, тогда как в груботерригенных и карбонатных породах она чаще имеет пространственный характер); гетерогенность изотопного состава рудного

свинца даже в пределах единых рудоносных стратиграфических уровней и его обогащенность радиогенными изотопами; обогащенность серы тяжелым изотопом ^{34}S , соответствующим области сульфатной серы; преобладание в анионной части водных вытяжек из включений в рудных минералах сульфат- и хлор-анионов, а в катионной — натрия, калия, кальция (Ивантишин, 1960; Ермаков, 1972).

Оруденение в песчаных отложениях

Одна из важнейших особенностей оруденения в песчаных — простой минеральный и элементный состав и заметная его дифференциация, обуславливающая зональность оруденения в пределах единого продуктивного стратиграфического уровня (Нечаев, 1972). Так, в отложениях могилевской свиты установлена отчетливая дифференциация ведущих рудогенных элементов с образованием зон, параллельных границе выходов фундамента (по мере удаления от эрозионного среза УЩ): флюорита, галенита, сфалерита, пирита (рис. 49). Участками между зонами сульфидов и флюорита выделяется зона концентрации барита. С флюоритовой зоной в нижней части могилевской свиты совмещены рудопроявления меди, а также геохимические аномалии серебра (табл. 28). Подобная зональность обнаружена в серии Лайсвалль, где также по мере удаления от выходов фундамента прослеживаются зоны преимущественного развития флюорита, барита, галенита и сфалерита.

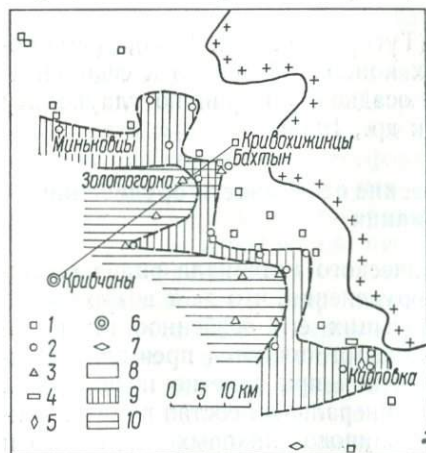


Рис. 49. Зональность рудной минерализации в песчаниках могилевской свиты:

проявление: 1 — флюорита, 2 — галенита, 3 — сфалерита, 4 — халькопирита, 5 — киновари, 6 — пирита, 7 — барита; зоны: 8 — флюорита, 9 — галенита, 10 — сфалерита.

Медистые же песчаники Висингсё с довольно высоким содержанием серебра локализуются непосредственно в палеоприбрежной полосе.

Для оруденения, приуроченного к толщам кембро-силура Подольского сектора ВЕП, характерно уменьшение роли свинца и возрастание роли цинка в направлении с юга на север (от Подольского поперечного поднятия фундамента); при общем затухании минерализации в этом направлении сфалерит сменяется смитсонитом. Зональность оруденения имеет первичный характер, ибо нарушена в участках наложенных разломов и зон тектонической трещиноватости.

На примере минерализации могилевской эпохи можно

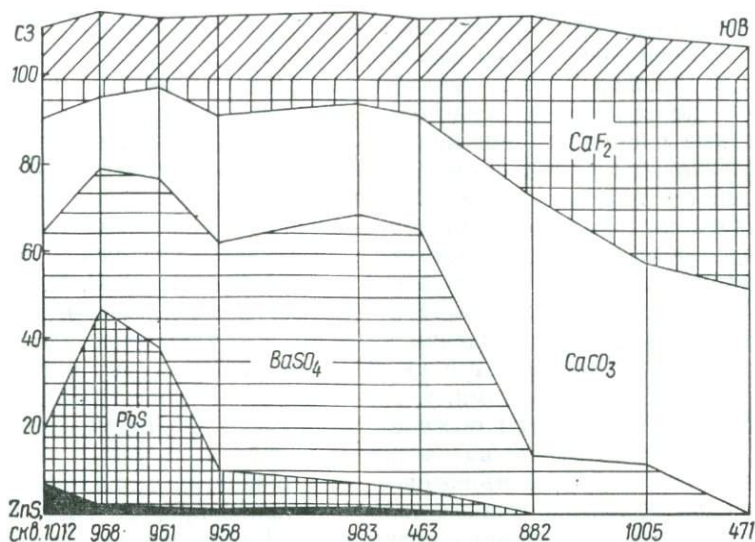


Рис. 50. Зональность оруденения в рудном поле Лайсвалля по данным акционерного общества «Булиден». По вертикали — минералы рудного парагенезиса, %. Косая штриховка — суммарный м/% минералов.

Таблица 28

Зональность оруденения в песчаниках могилевской свиты по профилю Кривчаны — Кривохижинцы

Ведущий элемент зоны	Fe		Zn		Pb	F		
	Кривчаны	Золотогорка	Свидова	Щербовцы	Новоселка	Бахты	Кривохижинцы	
Ведущий минерал в проявлении	Пирит	Сфалерит (Fe = 7,03%)	Сфалерит (Fe = 4,26%) (галенит)	Галенит	Флюорит Максимальное содержание в руде, % До 17 До 48 До 55 (сфалерит Fe = 2,18%)			
Фактическая удаленность от краевых выходов щита, км	45	Более 15	15	15	До 15 10 7 К зоне приурочены проявления сульфидов меди и геохимические аномалии серебра			
Произведение растворимости сульфида	Fe^{2+} $1 \cdot 10^{-16,7}$	Zn^{2+} $1 \cdot 10^{-25,2}$		Pb^{2+} $1 \cdot 10^{-26,8}$	Cu^{+} $1 \cdot 10^{-49,4}$	Ag^{+} $1 \cdot 10^{-50,4}$		

воссоздать единую схему вод с геохимической зональностью, свойственной вообще подземным водам. Как подчеркивают О. Я. Самойлов и Д. С. Соколов (1957), зональность последних имеет общий характер, поскольку артезианские бассейны представляют единые водонапорные системы и при нисходящем движении вод зональность прослеживается как по отдельным водоносным пластам, так и по всей системе. Большие скорости движения вод неблагоприятны для образования зональной минерализации. Условия минерализации в межзерновых пространствах песчаников характеризуются большими градиентами давления, что, по П. Тулмину и С. П. Кларку, эквивалентно медленному движению раствора по открытой трещине, а реакции осаждения веществ, изобарическая растворимость которых возрастает с увеличением температуры, будут несомненно экзотермическими. Согласно А. Дж. Эллис (1970), выделение тепловой энергии особенно эффективно во время первоначального разогревания водоносного горизонта большого объема. Именно такого рода палеоводоносными горизонтами являлись продуктивные груботерригенные толщи, а также приразломные зоны трещиноватости на склонах Украинского и Балтийского щитов, о чем свидетельствуют стратифицированное оруденение и минерализованные тектонические зоны в фундаменте. Все изложенное имеет непосредственное отношение к интерпретации замеров температур гомогенизации включений в минералах.

Температуры процессов минерализации должны были быть низкими, исходя прежде всего из условий локализации минеральных концентраций и характера изменений вмещающих пород, что не всегда согласуется с замерами температур гомогенизации включений.

Согласно Е. К. Лазаренко и Б. И. Сребродольскому (1969), флюоритовый цемент в песчаниках могилевской свиты — на основании замеров температур гомогенизации включений в флюорите — образовался из растворов, температура которых понижалась от 270 до 110° С, прожилки же флюорита, по их данным, образовались из растворов с температурой 110—120° С. В то же время включения в кальците (из ассоциаций с флюоритом) гомогенизируются в жидкой фазе в температурных интервалах 125—120° и 60—40° С. В. Б. Наумов в образцах флюоритовых руд Бахтынского месторождения определил температуры гомогенизации включений от 127 до 163° С — первичных и 90—95° С — вторичных, а температура гомогенизации включений в барите из песчаников могилевской свиты, по его замерам, — ниже 60° С.

Низкие температуры гомогенизации включений (50—65° до 130—135° С) В. Б. Наумов получил по образцам флюорита из шведской коллекции (Нечаев, 1974). Обращает на себя внимание более высокая температура гомогенизации включений в минералах из мелких прожилков по сравнению с минералами из крупных разрывных структур, что напоминает соотношение температур гомогенизации флюорита из прожилков и цемента на западном склоне УЩ.

Довольно узкие интервалы температур гомогенизации включений в конкретных минералах позволяют высказать суждение о том, что причиной разогрева минералообразующих растворов, вероятнее всего, являлись экзотермические химические реакции.

По условиям залегания, характеру вмещающих пород, морфологии рудных тел, текстурно-структурным особенностям и вещественному составу оруденение Подольского сектора ВЕП не отличается от месторождений типа Лайсвалль—Вассбо в Скандинавии и в значительной мере сходно с месторождениями типа Мегген—Раммельсберг в Западной Европе и Миссисипи—Миссури в США. Определение температур гомогенизации флюидных включений в образцах из месторождений долины Миссисипи дают значения от $+185$ до $+52^{\circ}\text{C}$, в большинстве же случаев температура гомогенизации была ниже 145°C (Реддер, 1970).

Сходство этих объектов проявляется не только в подобии геологических условий их локализации, но также в солевом составе включений, температуре гомогенизации включений в минералах, j -аномальном характере рудного свинца, первично-сульфатной природе серы и наличии битумов. Все это скорее всего свидетельствует о единстве геолого-геохимической природы оруденения данного типа, широко известного в геологической литературе как телетермальный.

Рассмотренные выше стадийность постседиментационного минералообразования и зональность оруденения позволяют в какой-то степени реконструировать характер обусловивших их процессов.

По взаимоотношению минералов первой стадии, образующих внутрислоистый цемент в песчаниках, различается последовательность, объединяющая минералы в парагенетические ассоциации: 1 — мусковит, полевые шпаты, пирит, регенерационный кварц, диксит; 2 — кальцит, подолит; 3 — флюорит, барит; 4 — сульфиды тяжелых металлов.

Минерализация протекала в аридной обстановке, поэтому вполне естественно, что названные ассоциации обладают многими признаками, указанными А. И. Перельманом (1968) при классификации основных эпигенетических процессов для условий засушливого и жаркого климата.

Первая ассоциация соответствует содовому процессу, признаками которого являются альбитизация, окремнение пород, развитие вторичных глинистых минералов; и если образование полевых шпатов и мусковита в рассматриваемом случае наблюдается в микромасштабах, то характерная для данного процесса миграция кремнезема проявляется довольно интенсивно. Содовый процесс обусловлен гидрокарбонатнонатриевыми водами, которые образуются в результате выветривания полевых шпатов.

Кальцит, сменяющий и замещающий первую ассоциацию минералов, является продуктом карбонатного процесса, обусловленного миграцией кислородных, преимущественно гидрокарбонатнокальциевых вод невысокой минерализации. С карбонатным

процессом, по А. И. Перельману, связано образование фосфоритов, а гидрокарбонатнокальциевые воды благоприятны для миграции фтора.

Флюорит, по всей вероятности, является образованием хлоридно-сульфатного процесса, о чем свидетельствует ассоциация барита с флюоритом и их сопряженная зональность.

Своего рода геохимическим барьером для садки фтора в конкретных условиях являлся кальцит, который очень активно замещается флюоритом. Не исключена также возможность накопления фтора в результате испарения грунтовых вод, следствием которого могла явиться эволюция их состава и последовательное выпадение твердой фазы — кальцит → флюорит.

Изучая современные условия формирования повышенных концентраций фтора в Восточном Забайкалье, Я. Д. Федоренко (1964) установил, что он не задерживается в пролювиальных отложениях до определенного геохимического барьера, на котором реализуется концентрация фтора в соединениях типа левента ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O} \cdot \text{F}$), криолита (Na_2AlF_6), ратовкита (CaF_2) и др. В конкретном случае Я. Д. Федоренко усматривает ведущую роль испарительного барьера, когда резко изменяются концентрации растворов, растворенные соединения выпадают в осадок и образуются солончаки.

Контуры повышенных содержаний фтора совпадают с контурами солончаков, имеют замкнутый характер и в плане — изоконцентрическое строение. Содержание фтора увеличивается от периферии к центру. В эпицентрах содержание фтора достигает 0,5—1%, а эпицентры приурочены к наиболее обводненным участкам, где есть замкнутые лужайки и плесы, иногда — озера с соленой водой и солончаками. К периферии от эпицентров дно долины повышается, солончаки исчезают, и концентрации фтора снижаются до 0,03—0,05%. Для сопоставления весьма показательны особенности концентрации фтора в Восточном Забайкалье, которые обусловлены приуроченностью к пониженным местам рельефа, долинам и широким котловинам (при этом максимальные содержания фтора приурочены к верхней части отложений, выполняющих эти геоморфологические структуры); к зонам максимальных годовых сумм средних суточных температур и совпадают с зонами минимального количества годовых сумм осадков.

Весьма реальны реакции минералообразования на участках подпитывания континентальных отложений солеными морскими водами. В частности, наиболее вероятна миграция бария с континента в форме хлорида и осаждение его в морском бассейне на контакте с сульфатными водами.

Сульфиды тяжелых металлов пространственно смещаются по отношению к флюориту и бариту по падению минерализованного горизонта, что дает возможность рассматривать четвертую ассоциацию как эволюционно-преемственную, связанную с солоночно-сульфидным процессом. При этом металлы, образующие трудно-

растворимые сульфиды, обладают чрезвычайно низкой миграционной способностью (Перельман, 1968).

В разрезе могилевской свиты достаточно четко проявилась зона сульфидной минерализации. По линейной зональности сульфидов в песчаниках можно допустить последовательное накопление металлов в соответствии с увеличением растворимости их сульфидов (см. табл. 28) при высачивании подземных вод в шельфовой зоне седиментационного бассейна с низкой концентрацией восстановителя — сероводорода. Исходя из «принципа торможения» (Перельман, 1968), становится понятным пространственное совмещение концентраций меди и аномалий серебра.

Показанная последовательность развития процессов минералообразования с учетом установленной сопряженности рудоносного уровня — могилевской свиты — с эпохой выветривания пород щита позволяет связать рядом общих процессов область выноса рудного вещества с бассейном седиментации (от берега в глубь бассейна): кислый (воды содержат кислород и обладают окислительными свойствами), содовый (гидрокарбонатнатриевые воды окислительного ряда), карбонатный (гидрокарбонатнокальциевые воды с нейтральными или слабоокислительными свойствами), хлоридно-сульфатный (окислительный ряд), соленосно-сульфидный (восстановительный ряд).

По всей вероятности, продуктивные отложения могилевской свиты подвергались последовательному воздействию указанных процессов. Вероятно, колебание геохимического барьера — рубежа вод окислительного и восстановительного ряда — обусловило эшелонированный характер оруденения в песчаниках (чередование рудоносных уровней с безрудными, а также рудоносных уровней с минерализацией различного состава).

Изучение последовательности минералообразования и изотопного состава серы указывает на первичный сульфатный раствор с гомогенным изотопным составом серы, который в ходе минералообразования эволюционировал в сторону ее «облегчения». Эта общая тенденция достаточно отчетливо проявляется на нижневалдайском продуктивном уровне в обоих секторах ВЕП. Существенное отклонение от эволюционного «облегчения» изотопного состава серы, очевидно, обусловлено именно изменением окислительно-восстановительных процессов, развивавшихся в ходе рудообразования. Так, по крайней мере, объясняется образование вдвое более «легкой» серы внешней оболочки (по сравнению с серой ядра) пиритовых конкреций Лайсвалля (Gavelin e. a., 1960).

З. В. Тимофеева (1972) рассматривает обогащение легким изотопом ^{32}S периферических зон конкреций сравнительно с тяжелым центральным ядром в связи с гипергенным привносом вторичных легких сульфатов в результате окисления первичных осадочных сульфидов. Именно разбавлением первичных сульфатных вод ранневалдайского седиментационного бассейна более богатыми кислородом инфильтрационными водами объясняется возникновение

сульфидной минерализации с более легкой серой в Подольском секторе по сравнению с серой сульфидов Скандинавского сектора платформы, хотя, судя по составу серы минералов самых ранних генераций ($\delta^{34}\text{S}$ около 30 ‰), исходные растворы были одинаковы. Очевидным подтверждением служит галенит из трещинных жил и прожилков, более поздний, чем галенит цемента песчаников и еще более легкий по составу серы. Изотопный состав серы сульфидов из приразломных трещин в фундаменте также подтверждает, что минерализация в этих трещинах — результат смешения раствора с более тяжелой серой и нисходящих атмосферных вод. Повышение потенциала кислорода рудообразующего раствора в рассмотренных примерах доказано измерениями термо-ЭДС галенитов и определением изотопного состава кислорода парагенного кальцита.

Положительная роль фактора времени при этом несомненна. Так, характер изменения концентраций флюорита в песчаниках количественно интерпретирован В. И. Лялько созданием физико-химической модели процесса конвективного массопереноса, отражающей условия миграции фтора в подрусловых водах, поступающих с УЩ, и его взаимодействия с кальцитовым цементом песчаников. Вероятная скорость подруслового потока определена по нашим фактическим данным о распределении в песчаниках фтора в твердой фазе (Нечаев, 1975), принятом значении константы равновесия для химической реакции образования флюорита $\text{Ca}^{+2} + 2\text{F}^- = \text{CaF}_2$ (Гаррелс, Крайст, 1968) и составляет сотни метров в год ($2,6 \cdot 10^{-3} \text{ см/сек}$). Длительность процесса — $0,62 \text{—} 2,0$ млн. лет. Такой диапазон времени вполне объясняет также масштабы концентраций сульфидов, в том числе в промышленных месторождениях Скандинавии.

Исходя из особенностей минерализации в песчаниках, наиболее вероятным представляется ее формирование в результате химических реакций между растворами различного состава на шельфе седиментационных бассейнов. Согласно С. И. Смирнову (1971), в узкой прибрежной полосе формируется конвективно-диффузионная зона ограниченной ширины (сотни и тысячи метров), протягивающаяся приблизительно параллельно береговой линии. Он отмечает, что замещение соленых вод пресными (и наоборот) с формированием на границе вод с разной соленостью диффузионных зон наблюдается во многих бассейнах земного шара, и в благоприятных геолого-геологических условиях фильтрационная диффузия может играть исключительно большую роль в перемещении минерального вещества в подземных водах седиментационных бассейнов. Процессы такого рода пространственно локализованы вдоль современных областей питания пластовых подземных вод, в числе которых, притом длительно существующих, С. И. Смирнов отмечает Украинский и Балтийский щиты. Помимо большого общего сходства с геологической обстановкой рудоносных площадей на западе ВЕП, модель образования диффузионной зоны (рис. 51, 52) позволяет

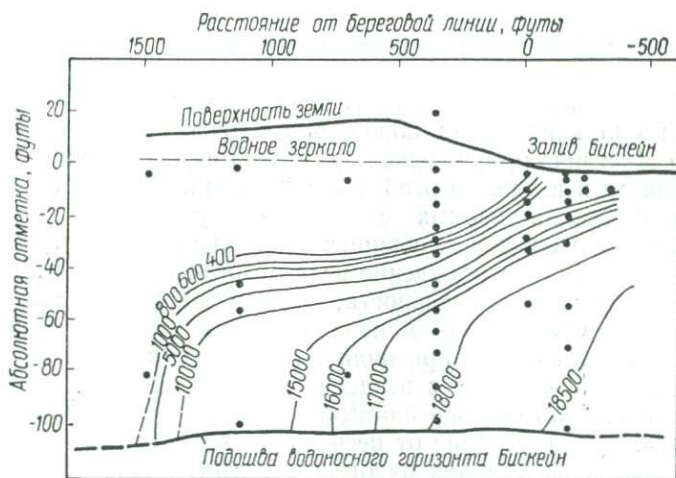


Рис. 51. Разрез площади Катлер (Майами, Флорида), показывающий зону диффузии. Точки — положение забоев скважин, изолинии — изохлоры, мг/л. Горизонтальный и вертикальный масштабы приведены в футах (фут равен 0,3 м).

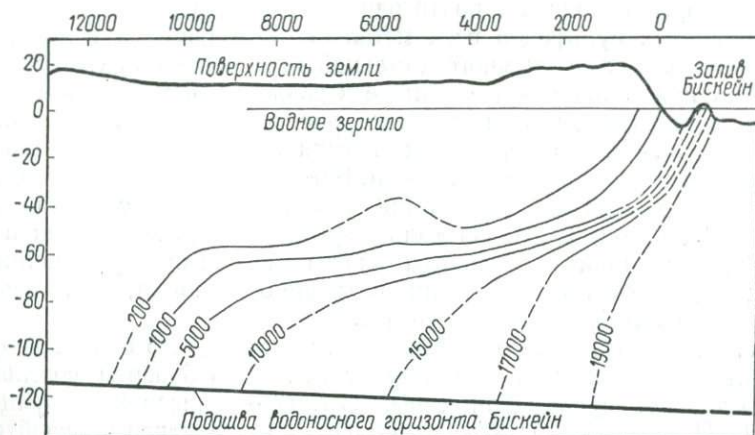


Рис. 52. Разрез площади Силвер-Блафф (Майами, Флорида), показывающий зону диффузии. Заимствовано у С. И. Смирнова (1971). Обозначения те же, что и на рис. 51.

понять многие детали в локализации оруденения. В частности, приуроченность флюорита к палеодолинам на участках перед поднятиями, концентрацию фтористого кальция в верхней части продуктивного горизонта. Именно здесь создается максимальный градиент концентрации, тогда как в нижних частях его переход от морских соленых вод к пресным более постепенный. Размеры рудных тел вполне соизмеримы с шириной конвективно-диффузионной зоны.

Концентрации рудогенных элементов связаны далеко не со всеми глинистыми породами осадочного чехла платформы, однако отчетливо приурочены к формации черных сланцев. Последняя развита в венде, но особенно в нижнем палеозое. Характерной чертой формации черных сланцев — битуминозных аргиллитов Подольского и квасцовых сланцев Скандинавского секторов ВЕП и является совместное осаждение всех рудогенных элементов и естественно отсутствие зональности, свойственной минерализации в песчаниках. Стадийность минерализации в черных сланцах удается распознать только при наличии в них конкреций. Фосфоритовые конкреции связаны с вендскими отложениями.

В Подольском секторе платформы битуминозные фосфоритонесущие аргиллиты в отличие от песчаников характеризуются совместным осаждением всех тех рудогенных элементов, которые создают четко выраженную зональность минеральных концентраций в песчаниках и, кроме того, более редких халькофильных элементов. Битуминозные аргиллиты представляют собой восстановительный сероводородный барьер, очевидно, с избытком H_2S . Последний, как известно, обуславливает почти одновременное образование труднорастворимых сульфидов всех металлов, находящихся в воде, что является результатом многометальной минерализации (Перельман, 1968). Относительно более раннее осаждение фтор-апатита можно объяснить тем, что он наиболее распространенный экзогенный фторсодержащий минерал, генетически связанный с морскими отложениями нормальной солености. В морской бассейн фтор попадает со стоком речных вод, и миграция его при этом тесно связана с фосфором (Казаков, 1950). Поскольку фосфоритовые конкреции в калюсских аргиллитах являются диагенетическими образованиями, можно допускать возникновение в осадке обстановки, свойственной соленосно-сульфидному диагенезу.

Изучение изотопного состава серы показало, что сульфиды фосфоритовых конкреций характеризуются однообразием состава и утяжелением сульфидной серы. Согласно палеореконструкциям М. Л. Йенсена (1970), обогащение изотопом ^{34}S могло произойти из ограниченного сульфатного источника типа лагуны: сульфаты обогащались изотопом ^{34}S в результате предпочтительного выноса изотопа ^{32}S в атмосферу в виде бактериогенного H_2S , и поскольку никакого обновления сульфатного материала в таком бассейне не происходило, изотопный состав остаточных сульфатов все более утяжелялся.

Как отмечает К. Краускопф (1959), основная масса металлов, содержащихся в черных глинистых сланцах, была привнесена во время седиментации. Согласно утверждению Глебова и Стрема, в Скандинавии металлы, в частности уран, поступали из смежных областей развития гранитных массивов преимущественно за тот период, когда в эрозионном процессе преобладало химическое вывет-

ривание (Краускопф, 1959). Однако он считает, что черные сланцы после их отложения могут адсорбировать металлы из циркулирующих растворов в течение всего времени, пока они имеют проницаемость. Малая скорость накопления этих отложений означает, что последние подвергались действию морской воды в течение длительного периода и поэтому могли адсорбировать металлы и после своего осаждения на дно моря. К такому предположению Краускопфа приводит сообщение Смита об открытии им нефти во многих современных осадочных породах.

— Вывод К. Краускопфа по генезису черных сланцев: медленное накопление осадков в течение очень продолжительных периодов и устойчивое захоронение частично разложившегося органического вещества — вот те существенные требования для образования черных глинистых сланцев при любой палеогеографической обстановке. При условиях образования черных глинистых сланцев неизменно накапливаются молибден, серебро, ванадий, цинк, мышьяк и, возможно, золото. Там, где в большом количестве встречается фосфат, к ним добавляются еще стронций, свинец и редкоземельные металлы. Как подчеркивает К. Краускопф (1959), химические процессы, приводящие к концентрации лишь определенных, но не всяких металлов, не известны. Убедительным доказательством этого вывода могут служить нижнесилурийские черные сланцы складчатого обрамления западной части платформы, изученные на северном склоне Чешского срединного массива (Нечаев, 1967; Нецаев, 1968). Характерные для рудных районов юго-западного складчатого обрамления платформы черные сланцы, называемые обычно углистыми, содержат повышенное количество свинца, цинка, молибдена, меди, мышьяка, сурьмы, серебра и ванадия (табл. 29, 30).

Изученные углистые сланцы являются весьма мелкозернистыми породами, содержащими тонкорассеянное углистое вещество. Для них характерно также высокое содержание сульфидов железа, рассеянных в породе в виде мельчайшей вкрапленности или сконцентрированных в короткие прожилки и линзы. Нередко в них встречаются фосфоритовые конкреции величиной с голубиное яйцо.

Углистые сланцы характеризуются значительным изменением состава. Приведенные результаты химического и спектрального анализов наиболее представительных разновидностей углистых сланцев соответствуют своего рода крайним типам, между которыми наблюдаются весьма постепенные переходы (табл. 29). Как показывают результаты элементарного анализа, количество углерода в этих породах также значительно изменяется (см. табл. 31).

Углистое вещество образует в породах как самостоятельные прослои с микромощностью до 0,02 мм, так и тонкую вкрапленность. По данным углепетрографических исследований Е. Г. Сузук, оно представляет собой пелитоморфный фюзенизированный растительный материал, отложившийся в условиях доступа кислорода совместно с терригенным материалом. Разложения органического вещества, свойственного торфообразованию (гниение и т. п.),

Таблица 29

Химический состав углистых сланцев различных типов, вес. %

Окисел	1	2	3	4
SiO ₂	84,86	48,33	40,01	54,87
TiO ₂	0,09	1,19	0,08	0,66
Al ₂ O ₃	2,57	20,02	1,35	8,30
Fe ₂ O ₃	0,79	5,99	0,07	1,09
FeO	1,32	2,55	3,35	4,23
MnO	Нет	0,56	0,56	0,01
MgO	0,65	2,39	10,21	2,38
CaO	0,53	0,76	14,41	6,15
Na ₂ O	0,07	2,10	0,11	0,07
K ₂ O	0,55	4,88	0,18	2,35
H ₂ O _{гипр}	0,06	0,32	0,15	0,24
P ₂ O ₅	0,16	0,23	0,17	2,65
CO ₂	0,79	1,03	21,45	4,54
S _{общ}	0,71	4,33	0,05	1,95
S _{сульфид}	0,56	4,14	1,78	1,78
S _{сульфат}	0,15	0,19	—	0,17
П. п. п.	7,15	7,17	28,76	13,88
Сумма	99,45	100,50	99,31	99,58

Элемент, г/т

Ag	3	2	—	10
As	110	480	40	800
Cd	30	—	—	100
Co	10	50	15	25
Cs	—	—	—	3000
Cu	30	100	10	300
Mo	50	—	10	130
Ni	480	320	250	1300
Pb	15	25	—	50
Sb	440	230	180	400
Sn	5	50	Следы	20
V	500	650	100	1000
Zn	950	25	55	3000
Cr	20	160	15	730

Примечание. 1 — углисто-кварцевый; 2 — углисто-слоистый с пиритом; 3 — кварцево-карбонатный; 4 — углисто-кварцево-серпичитовый с фосфоритом; 5 — углисто-серпичитовый с пиритом.

Таблица 30

Содержание рудогенных элементов в сланцах, г/т

Элемент	Черные сланцы		Обычные (сред)
	Среднее	Максимальное	
Cu	20—300	1000	30—
	300—600	1000—3000	10—
Pb	20—400	700	20
	10—300	1000—3000	10—

Элемент	Черные сланцы		Обычные сланцы (среднее)
	Среднее	Максимальное	
Zn	100—1000	10 000	50—300
	100—3000	6000—10 000	30—300
Mo	10—300	1000	1?
	10—600	5000	5
Ni	20—300	2400	20—100
	100—3000	6000—10 000	100—300
Co	5—50	180	10—50
	30—60	220	10—60
V	50—2000	14 000	50—300
	1000—3000	10 000	100—300
As	75—225?	825?	4
	30—300	6000—10 000	10—60
Sn	—	260?	40?
	10—30	30—60	10—30
Sb	—	300?	3?
	5—300	2000	5

Примечание. Значения в числителе по К. Краускопфу (1959); а в знаменателе — данные автора.

Таблица 31

Элементарный анализ углистых сланцев, вес. %

Водород	Углерод	Азот	Кислород	Сера	Зола
0,17	0,82	0,19	0,64	0,18	98,00
0,42	4,22	0,22	4,55	0,41	90,20
0,16	3,08	0,13	0,40	0,16	96,07
4,45	14,09	0,37	3,02	3,10	74,97
0,68	3,39	0,21	0,39	0,35	94,98
0,76	1,60	0,20	8,52	2,45	86,47

Примечание. Кислород определен по разности. Аналитик Д. Ф. Сердюк, лаборатория геохимии битумов ИГН АН УССР.

не происходило. Растительный материал перетерт в процессе транспортировки, углефицирован и нередко в значительной мере замещен дисперсным пиритом (диагенетическое замещение). Как исключение встречаются фюзенизированные ткани с неясной клеточной структурой (типа кsilовитренофузена). Довольно часто отмечается частичная графитизация углистого вещества. Нередко углистое вещество ассоциирует с хемогенными карбонатами, образуя включения в реликтовых участках карбонатов с мелкозернистой структурой, при перекристаллизации же карбонатов — скапливается между зернами. Наблюдается также концентрация углистого вещества в эпигенетических микротрещинах.

К проблеме металлоносности черных сланцев имеет непосредственное отношение не только углерод, но и азот. Еще в 90-х годах прошлого века С. Н. Виноградский впервые установил биологическую фиксацию азота некоторыми микроорганизмами, а также водорослями. Расшифровка биологической фиксации азота с точки зрения химии в последнее десятилетие привела к разработке теории этого явления (Вольпин, Шилов, 1975). Применение ее к эмпирическим геолого-геохимическим закономерностям, как представляется автору, позволяет понять сущность последних. Выяснилось, что азот связывается в комплексы с различными металлами уже при обычных температурах и давлениях. В ИНЭОС АН СССР открыли способность свободного азота вступать в реакции с некоторыми органическими соединениями под действием соединений металлов переходного типа — титана, ванадия, хрома, молибдена и железа.

Из сообщений тех же авторов следует, что в ферментативных системах бактерий молекула азота активируется молибденом, и этот металл нельзя заменить никаким другим, кроме ванадия, т. е. элементами, типоморфными для черносланцевой формации. И, что особенно важно для геохимии, — это открытие систем, которые фиксируют азот в присутствии соединений молибдена и ванадия в водных средах. Согласно их наблюдениям, основным конечным продуктом реакции был почти исключительно гидразин. В несколько измененных условиях им удавалось наблюдать и преимущественное образование аммиака. Наиболее активные из найденных систем связывают азот с большой скоростью, и процесс этот идет уже при комнатной температуре и атмосферном давлении — в тех же условиях, в каких протекает биологическая реакция (Вольпин, Шилов, 1975).

Из анализа минерально-геохимических особенностей черных глинистых сланцев четко вырисовывается природа концентраций азота и его соединений, а также углеводородов и гелия в газовых выбросах на глубоких горизонтах рудных месторождений, приуроченных к формации черных сланцев.

Рассмотренные процессы рудообразования несомненно являются постседиментационными, но они обусловлены осадконакоплением и могут быть отнесены к категории процессов седиментации (Краускопф, 1959).

Для осадочных толщ западной части ВЕП можно выделить два главных типа продуктивных обстановок.

Первый тип. Отложения рудоносных песчаников на мелководном шельфе и в дельтах палеорек. Несомненная сопряженность формирования продуктивных уровней с отложением красноцветных осадков: в разрезе рудоносные породы следуют за красноцветными. Можно заметить признаки регионального развития красноцветов в подстилающих главный продуктивный — нижневалдайский — уровень как в Скандинавском, так и в Подольском секторах платформы.

Второй тип. Отложения черных глинистых сланцев. Здесь, по К. Краускопфу (1959), различаются: обстановка морского мелководья, где органическое вещество превращается в нефть и концентрируются молибден, ванадий, никель, мышьяк и др.; обстановка болот, где происходит накопление первичного материала угля и непрерывная концентрация в листьях растений извлекаемых из глубоких слоев почвы германия, молибдена, мышьяка, висмута, сурьмы и других металлов.

Согласно Н. М. Страхову (1953), в осадочном рудогенезе необходимо различать первичное накопление рудогенных элементов с последующим образованием минеральных ассоциаций в стадию диагенеза, при этом поровые воды могут играть роль сильнодействующих растворителей рудных компонентов, первоначально накопившихся в адсорбированном состоянии, еще непрочно связанных. Н. М. Страхов подчеркивал, что главная фаза перераспределения вещества в осадке, одним из признаков которого является образование конкреций, относится к более позднему (третьему) этапу диагенеза. «Параллельно с перераспределением вещества на третьем этапе имеет место также и прогрессирующее уплотнение осадка, потеря им воды и литификация. Именно этот процесс является, надо думать, фактором, обрывающим ход перераспределения вещества в осадке путем диффузии ионов и тем самым заканчивающим третий этап» (Страхов, 1953, с. 39).

Внешний признак раннедиагенетической природы минеральных концентраций — их морфологическое своеобразие: обособление в виде конкреций в глинистых и псевдоморфоз по фаунистическим остаткам в карбонатных отложениях, а в песчаных — конкрециевидность (пятнистые, глобулярные и фрамбоидальные выделения минеральных агрегатов). На некоторых рудоносных стратиграфических уровнях несомненны признаки экзодиагенетической, по М. С. Швецову (1960), минерализации — процесса диагенеза в субаэральной обстановке. Позднедиагенетическими и, по всей вероятности, катагенетическими являются минеральные концентрации в коротких неровных прерывистых и весьма маломощных прожилках.

Согласно М. Г. Валяшко (1972), в качестве исходных для вод континентов рассматриваются атмосферная и океаническая вода, а также рассолы морского генезиса, формирующиеся в эпиконтинентальных морях или морских заливах и лагунах. Большая роль и значение морских вод и рассолов в формировании вод осадочной оболочки континентов связано с тем, что морская вода и седиментационные рассолы морского генезиса пропитывают не только отложения, в которых они образовались, но и находящиеся ниже и накопившиеся в бассейнах с водами более низкой минерализации. Кроме того, воды морского состава, первоначально локально распространенные, дальнейшими конвекционными и тектоническими процессами распространяются на большие территории как по площади, так и по объему, в результате чего возрастает их химическое влияние на

воды континентов, что отражается на характере метаморфических процессов и переносе рудного вещества. Не исключено, что проникновение рассолов в формации чехла ВЕП и последующая тектоническая активизация обусловили омоложение пород, фиксируемое по данным калий-аргонового метода. М. Г. Валяшко отмечает хорошую сохранность седиментационных вод при погружении конкретных территорий, отсутствие замещения их водами инфильтрационными. И это согласуется с показанной выше однотипностью изотопного состава серы минералов рудных ассоциаций, в том числе ее облегчением в условиях тектонических подвижек в пределах Подольского поперечного поднятия.

Исследованиями Н. А. Еременко и Р. Г. Панкиной (1972) на примере вод залива Кара-Богаз-Гол установлено отсутствие фракционирования изотопов серы при выпадении сульфата в осадок, т. е. $\delta\text{-}^{34}\text{S}$ гипса или ангидрита, залегающих в отложениях какой-либо системы, могут характеризовать изотопный состав сульфатов морского бассейна соответствующего геологического времени; изменения значений $\delta\text{-}^{34}\text{S}$ в разновозрастных акваториях объясняются влиянием локальных факторов. Наблюдается общая направленность изменения изотопов серы сульфатов по стратиграфическому разрезу в различных точках земли, а также удивительное сходство значений $\delta\text{-}^{34}\text{S}$ в разновозрастных отложениях, что, по Н. А. Еременко и Р. Г. Панкиной, обусловлено явлениями глобального характера. Подобная тенденция отмечается как в сульфатах, так и в сульфидных рудных районах ВЕП.

По некоторым особенностям современных морских осадков удается расшифровать природу оруденения палеобассейнов. Материал, подтверждающий это, был представлен на Международном симпозиуме «Взаимодействие в системе вода — горная порода» (Лялько, Вовк, 1975). В частности, Ф. Т. Мангейм (США) отметил, что в осадках, обогащенных органикой, в поровых растворах с глубиной уменьшается содержание сульфатов и одновременно возрастает содержание метана в результате его бактериальной сульфатредукции и бактериального синтеза из водорода и углекислого газа, а также повышается концентрация азота; над галогенными отложениями распределение колонок поровых вод имеет диффузионный характер.

А. М. Гиблин и Дж. Свейн, изучавшие экстракцию рапой элементов из сланцев при температуре 60°C , показали, что при взаимодействии со сланцами в термальных хлоридных рассолах накапливаются медь, свинец и цинк. По их мнению, этот эксперимент объясняет природу рудообразующих растворов Красного моря, Челекена, Солтон Си.

Серя в стратифицированных месторождениях накапливается в результате ее мобилизации из сульфатных вод углеводородов типа реликтовых или нефтеносных вод, что установлено на основании изучения изотопного состава серы и состава газово-жидких включений в рудных минералах месторождений долины Миссисипи

(Смирнов, 1966). В этой связи обращает на себя внимание значительное сходство температур гомогенизации включений в минералах рудного парагенезиса и температур, обуславливающих генерацию углеводородов в осадочных породах. Работами Н. Б. Вассовича и других исследователей (Бескопыльный, 1975) установлено, что генерация жидких углеводородов в значительных количествах начинается при достижении нефтематеринскими породами средней стадии катагенеза (по шкале углефикации — подстадии длиннопламенных углей). Главная фаза нефтеобразования, когда наряду с усиленным новообразованием углеводородов происходит интенсивная первичная миграция микроневфти, наблюдается в отложениях, преобразованных до газовой и жирной стадий углефикации, что соответствует температурам от 70—80 до 180—200° С; нефтематеринские породы, находящиеся на ранней стадии катагенеза, способны генерировать только газ.

В последние годы весьма активно развивается представление о ведущей роли глубинных мантийных источников вещества минеральных месторождений. Природа мантии во многом пока неясна. Гипотетична и роль мантийных источников, которая переоценивается в геохимической кислород-водородной модели Земли (Семененко, 1974). Вместе с тем изучение оруденения, локализованного в осадочной оболочке Земли, показывает, что конкретный подход к проблеме рудообразования позволяет выяснить генезис данного оруденения, не прибегая к гипотетическим и уводящим от фактов в земные свержлубины новым моделям.

Проведенными нами комплексными исследованиями показано, что вынос рудогенных элементов в седиментационные бассейны в процессе химического выветривания и денудации древних комплексов ВЕП явился предпосылкой образования своего рода рудного пояса на западных склонах платформы. Этому способствовали длительно существовавшие благоприятные условия для накопления эвапоритовых и нефтематеринских отложений.

Мы рассматриваем оруденение в осадочных толщах как первичное явление, включающее инфильтрацию вод, связанных с корой выветривания областей питания седиментационных палеобассейнов. Осадочная минерализация, в том числе цементация песчаников флюоритом, баритом, сульфидами и другими минералами, понимается как совокупность постседиментационных процессов — следствие аридного литогенеза — в осадке, реализованных до его литификации.

Рудные минеральные ассоциации являются обычно постседиментационными. Подтверждая несомненную огромную роль эпигенетических процессов в перераспределении минерального вещества, отметим, что это перераспределение происходит на фоне уже обогащенного теми или иными химическими элементами геологического тела, на что указывает теснейшая пространственная и временная связь оруденения с вмещающей его средой — горной породой.

На своего рода неразрывность минеральных концентраций с вмещающими их осадочными породами обращал внимание Н. С. Шатский (1954, с. 3): «...минеральные концентрации в формациях также парагенетически связаны между собой. Минеральные концентрации, следовательно, являются также членами этих парагенезисов, но членами не постоянными, более редкими».

Стратиграфический контроль оруденения, очевидно, и отражает теснейшую связь в системе первичная минерализация — вмещающая среда и соответствует эпохам осадочной и вулканогенно-осадочной концентрации рудогенных элементов. Минералообразование за счет перераспределения и концентрации элементов, изначально обогащающих геологические тела, подтверждает одну из наиболее существенных закономерностей осадочного рудообразования — тесную и неразрывную связь рудообразования с общим ходом осадочного процесса.

Пространственное совмещение зон первичной (постседиментационной) и наложенной минерализации можно объяснить тем, что локализация первичных минеральных концентраций определяется древними «пассивными» структурами, которые в этапы активизации подновляются, маскируя первичные рудоконтролирующие факторы. При интенсивной активизации, сопровождаемой магматизмом вдоль омоложенных древних тектонических швов, а также в связи с метаморфическими процессами признаки первичной минерализации могут быть затушеваны, даже потеряны, что создает ложное впечатление о ее «генетической связи» с магматизмом.

С этих позиций возможна и наиболее объективная сравнительная оценка как рудогенерирующей роли наложенных процессов в конкретных платформенных блоках земной коры, претерпевших различную активизацию (синхронную рассматриваемым циклам геологической истории и более позднюю), так и соотношение экзогенных и эндогенных факторов рудообразования.

В качестве наиболее показательных могут служить рудные районы Скандинавского и Подольского секторов ВЕП, зона сочленения Приазовского блока УЩ с Донбассом и Чешский массив.

Оба сектора платформы являются примерами регионов с довольно слабой активизацией как байкальского, так и каледонского циклов. Значительно большее влияние на платформу и в особенности на ее южную и юго-западную окраины оказали герциниды (рис. 53), ярким отражением которых являются структуры в зоне сочленения УЩ с Донбассом (Южно-Донбасский район) и северной части Чешского массива (Рудногорский район). По интенсивности проявления процессов активизации эти районы рассматриваются соответственно как ограниченно и интенсивно активизированные (табл. 32).

Рудообразование в условиях слабой активизации

Для рудных районов Подольского и Скандинавского секторов ВЕП типична совершенно аналогичная морфология рудных концентраций в разрезе от венда до нижнего девона включительно.

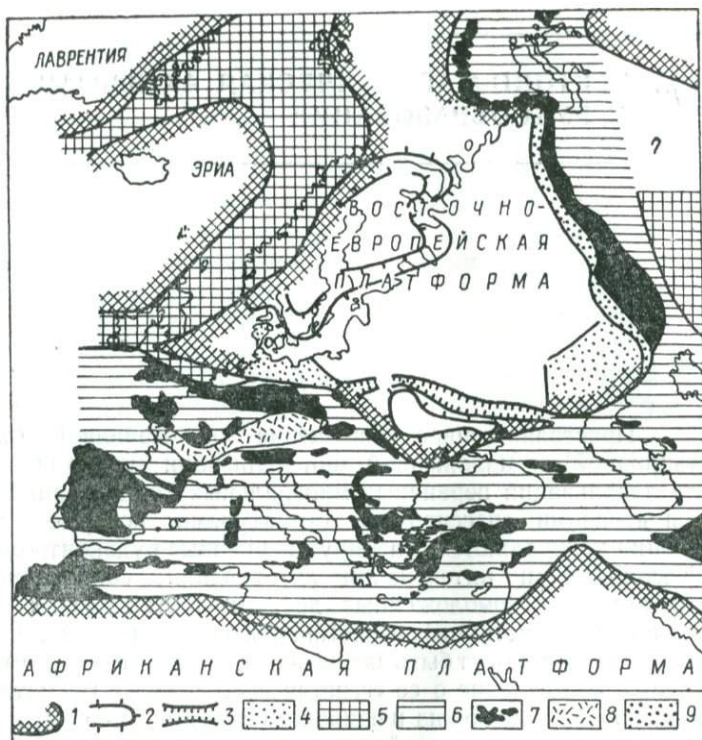


Рис. 53. Европа в эпоху вариссийской складчатости, по А. А. Богданову (1964):

1 — границы докембрийских платформ; 2 — контуры щитов; 3 — авлакогены; 4 — наиболее глубоко погруженные углы платформ; 5 — эпикаледонские платформы с орогенным режимом развития в начале девона; 6 — площади, в пределах которых палеозойское геосинклинальное развитие завершилось вариссийской складчатостью; 7 — выходы на поверхность вариссийских геосинклинальных складчатых серий; 8 — система срединных массивов Франко-Подольи, регенерированных вариссийской складчатостью; 9 — вариссийские краевые прогибы.

Это — по мере роста содержания рудных компонентов — точки, пятна (в песчаниках) и конкреции (в глинистых породах), разрастающиеся в рудные линзы-прослои (в песчаниках) и линзы-плиты (в аргиллитах); очень редко здесь встречаются весьма маломощные и короткие трещины, выполненные теми же, что и в цементе, рудными минералами. Характерно отсутствие типичных трещинно-жилых образований и пространственной связи минеральных концентраций с тектоническими структурами разрывного типа. Исключением являются некоторые рудопроявления в отложениях могилевской свиты.

Рудопроявления в трещинных структурах фундамента незначительны и малочисленны, ведущая роль в них принадлежит сфалериту (с. Ольховец, г. Могилев-Подольский), как и в залегающих над

ними на породах фундамента ольчедаевских слоях (села Бахтын, Свидова, Золотогорка), или галениту, как в Скандинавском секторе ВЕП.

В зонах наложенной тектонической трещиноватости в отложениях могилевской свиты рудного цемента нет, но в трещинах развиваются более крупные и совершенные кристаллы галенита, очищенного от элементов-примесей, с наиболее легкой серой, преимущественно положительными значениями термо-ЭДС до $+340$ мкВ/град (см. табл. 23, 25) — явными признаками окисления рудообразующих растворов, однако с унаследованным от цемента изотопным составом рудного свинца (Нечаев, 1972). Надо полагать, тектонические подвижки способствовали регенерации рудного цемента песчаников, поскольку в связи с ними обычно оживляется деятельность подземных и поверхностных кислородных вод (Смирнов, 1971). Вероятно, даже весьма слабая активизация разломов фундамента в ранневалдайское время (по гидротермально измененному гранитоиду фундамента 590 млн. лет тому назад) способствовала проникновению таких вод по трещинам фундамента и формированию жил, минерализация которых сходна с таковой песчаников. Облегченный изотопный состав кислорода жильного кальцита подтверждает существенную роль при рудообразовании вадозных вод, что согласуется с затуханием карбонатизации трещин фундамента с глубиной. Вместе с тем признаки генетической связи оруденения с растворами нефте-, газо- и эвапоритоносных провинций свидетельствуют о поступлении серы, вероятнее всего, из зон метаморфизма нефтематеринских отложений.

Рудообразование в условиях ограниченной активизации

Региональные изменения рудовмещающих отложений в Южно-Донбасском районе, как и в западных районах ВЕП, имеют постседиментационный характер. Однако вследствие более интенсивно и многофазно проявившихся в Южном Донбассе разломов и магматизма, с которыми связана наложенная минерализация (жильного и скарнового типов), «рудоносность магматических очагов» признается как основной металлогенетический фактор в Южно-Донбасском районе (Айзенберг и др., 1964).

Если проанализировать генетическую — с позиций магмато-генно-гидротермальной гипотезы — связь оруденения с магматизмом не вообще, а на примере конкретных комплексов, то она не подтверждается. В частности, концентрация фтора, в два-три раза превышающая кларк, установлена в среднепалеозойских изверженных породах, однако не известны случаи выявления в них флюорита. В то же время интрузивные комплексы верхнего палеозоя, с которыми пространственно нередко совмещены концентрации флюорита, не отличаются повышенной фтороносностью. Более того нет

Таблица 32

Некоторые особенности различно активизированных платформенных структур

Степень активизации, район	Платформенный блок	Возраст разреза	Тектонические структуры	
			складчатые	разрывные
Слабая, Подольский	Волыно-Подольская плита (формации УЩ), удаленная от геосинклинальной области (байкальско-альпийской)	Нижний девон Нижний верхний силур Средний, верхний ордовик Нижний кембрий Венд	Моноклираль с пологими брахискладками до 1°	Редкие, нечеткие, малоамплитудные (десятки метров) нарушения
Ограниченная, Южно-Донбасский	Приазовский массив (формации УЩ) в зоне сочленения с герцинской субгеосинклиналью	Нижний карбон Верхний—средний девон	Моноклираль с пологими брахискладками и куполами до 15°	Четкие, протяженные разломы с амплитудой сотни метров
Интенсивная, Рудногорский	Чешский массив (молданубикум) в геосинклинальной области со «сквозным» (байкальды — альпиды) развитием	Нижний силур Нижний верхний ордовик Нижний—кембрий Альгонк	Моноклираль с брахискладками (до 20—50°) на склоне платформенного блока и линейными в прогибе	Контрастные, протяженные разломы с опережающим нарушением

основания для предположения о высоких его концентрациях до отделения растворов в исходных магматических расплавах, так как фтор должен был бы находиться в решетках породообразующих минералов аналогично щелочным породам Покрово-Киреевского участка (Зарицкий, 1968).

В магматических породах всех выделенных разновозрастных комплексов независимо от их петрографического состава встречается золото в количестве, близком к его кларковому содержанию в земной коре. Проявления золота в Донбассе существуют вне какой-либо связи с магматизмом. То же можно сказать и о свинце: наиболее значительные рудопроявления свинца и щелочные породы, содержащие его в десятикратном по отношению к кларку количестве, разобщены пространственно.

Обогащенность ртутью изверженных пород из различных районов Донбасса отражает геохимическую специализацию, природа которой не ясна, но очевидно то, что ртутное оруденение в Донбассе даже пространственно не связано с магматизмом.

В Южно-Донбасском районе первичные постседиментационные минеральные ассоциации такие же, как и в рассмотренных выше рудоносных районах западной части платформы, но «первичная» гео-

Магматизм		Метаморфизм		Морфология рудных тел	
Эффузивный	Интрузивный	Региональный	Контактный	Стратиформные	Секущие жилы
Трапповый, в раннем венде	Нет	Нет	Нет	Типичны	Не характерны
Базальтовый, в среднем девоне	Малые интрузии, герцинские	Нет	Слабый в ореолах некоторых малых интрузий	Плохая сохранность залежей	Многочисленны
По всему разрезу — конседиментационные базальты, в кембрии — альгонке — порфиры	Граниты и малые интрузии, герцинские	От зеленосланцевой до амфиболитовой фации	Интенсивный в ореолах гранитных интрузий, фации контактовых роговиков	Весьма характерны	Типичны

логическая обстановка в Донбассе в послесреднедевонское время была значительно сложнее. Это сказалось на распределении минерализации. Здесь наряду с отчетливой стратификацией оруденения весьма контрастно проявилась связь рудных концентраций с тектоническими структурами разрывного типа (Нечаев, 1959, 1963, 1970; Панов, 1965).

Вследствие тектонической нарушенности первичных условий залегания вмещающих толщ зональность оруденения выявляется по отдельным фрагментам. В частности, галенитовая зона здесь также сменяет флюоритовую и т. д. (Нечаев, 1974). Кроме того, в трещинах поверхности фундамента как бы законсервирована зональность минерализации (по мере удаления от щита) перекрывавших фундамент продуктивных базальных отложений среднего девона: карбонаты (кальцит, доломит) → сульфаты (барит). Помимо местной перегруппировки с образованием участков локального разубоживания и концентрации оруденения в рудоносных толщах, в разломах рудогенные элементы частично мигрировали за границы их продуктивного стратиграфического уровня.

Трещинные жилы, выходящие далеко за пределы кровли продуктивных горизонтов — несомненно образования более поздние,

Таблица 33

Изотопный состав свинца и термо-ЭДС галенитов из рудопровялений Южно-

204РЬ	Отношение к 204РЬ			Характер минерализации
	206РЬ	207РЬ	208РЬ	
1,174	23,83	16,46	43,88	Околотрещинные пропилиты по диа- базам
1,131	27,07	16,91	43,43	Кварц-доломитовая жила
1,143	25,68	16,62	44,19	Прожилки «альпийского типа»
1,15	25,91	17,01	42,95	Вкрапленность в окварцованных песчаниках
1,26	23,70	15,53	39,13	Рудный цемент в песчанике
1,18	24,42	16,10	43,22	Доломитовые прожилки в трещинах фундамента

чем эти горизонты. Единство рудного вещества в тех и других подтверждается однотипной аномальностью и сходством изотопного состава их рудных свинцов (табл. 33), а также развитием жильного оруденения исключительно на площади распространения продуктивных песчаников (рис. 54). Причем наряду с признаками инфильтрации рудоносных растворов в трещины фундамента есть признаки восходящего их движения по крайней мере на первые сотни метров (рис. 55). Так, в разломах на уровне толщ верхнего девона и нижнего карбона выявлены галениты, сходные по изотопному составу свинца с галенитами из базальной среднедевонской толщи (Нечаев, 1970). Это сходство можно объяснить только подъемом ру-

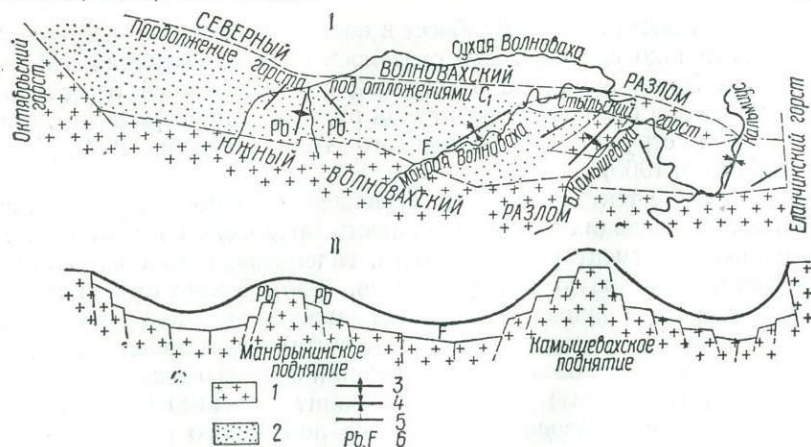


Рис. 54. Схема структуры докембрийского фундамента и складчатой палеозойской структуры Южно-Донбасского района:

I — план; II — продольный разрез; 1 — выходы докембрийского фундамента в обнажениях и под отложениями мезо-кайнозоя; 2 — площадь распространения базальных отложений «белого девона»; 3 — оси поперечных поднятий; 4 — оси поперечных прогибов; 5 — крылья складок в отложениях палеозоя; 6 — наиболее значительные проявления галенита (РЬ) и флюорита (F) в песчаниках «белого девона».

Донбасского района

Номер скважины	Глубина, м	Величина термо-ЭДС, мкв/град		
		от	до	наиболее частая
104	68—72	Не определялось		
209	80	—330	+160	1) —320 2) +120+140
105	122	—480	+120	1) —140—420 2) +100
237	77	Не определялось		
445	210	—500	—360	—420—380
148	177	—520	—470	—500

доносных растворов вдоль разломов из продуктивных отложений. В частности, вкрапленность галенита с *j*-аномальным свинцом в приразломных пропицитизированных основных эффузивах верхнего девона подтверждает мобилизацию рудного вещества и переотложение его в новых структурных условиях в связи с активизацией зоны сочленения УЩ с Донбассом около 270 млн. лет назад, что установлено калий-аргоновым методом (Нечаев, 1970). Раньше к такому же выводу автора привели результаты изучения приразломных метасоматитов (Нечаев, 1963).

Регенерация подтверждается также результатами замеров термо-ЭДС (см. табл. 33), из которых видно сходство этих величин для галенита из цемента и прожилков «альпийского типа» в песчаниках. В то же время в галените из трещинных жил появляются положительные значения термо-ЭДС.

Что касается оруденения в приразломных трещинах в зонах брекчий в гранитоидах кристаллического фундамента, то ассоциация — доломит, вторичный кварц (или халцедон), каолиниты, сульфиды тяжелых металлов — по геологическим и свинцово-изотопным данным могла быть синхронной выщелачиванию рудного цемента песчаников «белого» девона, вследствие инфильтрации растворенных компонентов по трещинам в фундамент.

О механическом перемещении вниз по разлому пород рудоносного субстрата свидетельствует наличие брекчий из обломков песчаников в гранитах фундамента значительно ниже подошвы девона. Масштабы процессов растворения и переотложения минерального вещества подтверждают мощные зоны околотрещинного изменения пород — карбонатизация, окварцевание, каолинизация — и развитие нередко значительных жильных выполнений кварцевого и карбонатного состава в особенности на уровне и ниже продуктивного горизонта.

На вероятность инфильтрационной природы минерализации в песчаниках и трещинах фундамента указывают и близкие по величине

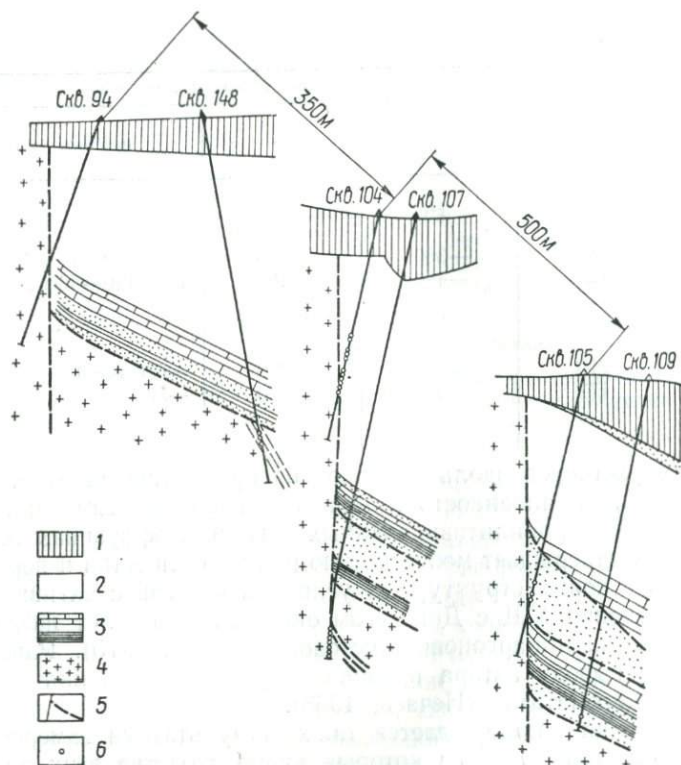


Рис. 55. Свинцовое оруденение вдоль Южного Волновихского разлома:

1 — кайнозой; 2 — основные эффузивы девона; 3 — «белый» девон; 4 — гранитоиды фундамента; 5 — тектонические нарушения; 6 — интервалы опробования ядра с галенитом.

значения термо-ЭДС галенита рудного цемента в базальных песчаниках (от —500 до —360 мкв/град) и в трещинах фундамента (от —520 до —470 мкв/град) (см. табл. 33). Исходя из этого время минерализации близко к возрасту формирования николаевской свиты — около 400 млн. лет назад.

Преобладание галенита над сфалеритом, свинца над цинком в рудопроявлениях, локализованных вдоль Южного Волновихского разлома (Нечаев, 1959, 1970), можно объяснить с точки зрения окислительно-восстановительных реакций близкоповерхностными условиями минералообразования: значительной растворимостью цинка в форме сульфата (в отличие от свинца) в условиях растущей концентрации анионов SO_4^{2-} за счет окисления серы вблизи от дневной поверхности (Бетехтин, 1953). Характерное отсутствие среди жильных карбонатов высокожелезистых разновидностей типа анкерита или сидерита, согласно А. Г. Бетехтину (1949), может служить при-

Таблица 34

Изотопный состав кислорода в карбонатах юго-восточного склона УЩ

№ п/п	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰		Район отбора пробы
		PDB	SMOW	
1	Доломит	-14,2	+15,3	б. Мандрыкина
2	»	-17,9	+11,6	б. Барсукова
3	Кальцит	-22,1	+7,4	с. Новотроицкое
4	»	-19,1	+10,4	б. Мандрыкина
5	»	-8,5	+21,0	г. Докучаевск
6	Доломит	-5,3	+24,2	Там же

знаком обогащения растворов кислородом. Об этом же свидетельствует ассоциация барита с гематитом (Нечаев, 1970).

Доломит, сохранившийся в приразломных зонах трещиноватости под продуктивными песчаниками «белого» девона в породах кристаллического фундамента, возможно, является представителем своеобразной среднедевонской коры выветривания (терригенно-галагенная формация, по Д. Е. Айзенвергу, П. К. Лагутину и др., 1964). Примером подобных известковых кор, сформировавшихся путем инфильтрации гидрокарбонатных вод и вмывания карбонатов на глубину, являются коры на золотых песках в Ливийской пустыне, наблюдавшиеся А. В. Сидоренко (1959).

Проникновение экзогенных вод по наиболее мощным конседиментационным разломам тем вероятнее, что разломы зоны сочленения в современном срезе служат водоносными структурами.

Данные по изотопному составу кислорода карбонатов рудных парагенетических ассоциаций (табл. 34) дополняют характерные признаки близповерхностного минералообразования в условиях обогащенности растворов кислородом (Нечаев, 1974).

Данные изотопного анализа последней пробы в табл. 34 на диаграмме Э. Дегенса (1971) соответствуют величине отношения изотопов в сосуществующих позднедиагенетических и эпигенетических доломитах и кальцитах «морских обстановок». Максимальная же температура кристаллизации (около $+200^\circ\text{C}$) допускается для жильного кальцита (порядковый номер 4) по данным измерений термо-ЭДС ассоциирующего с ним пирита (Нечаев, 1970). Расчет изо-

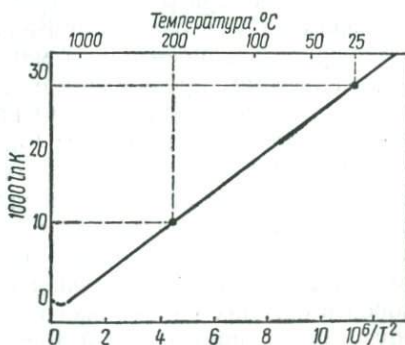


Рис. 56. Равновесие CaCO_3 зтв — H_2O жидк., по Э. Т. Дегенсу (1971). Расчет изотопного состава кислорода воды минералообразующего раствора:

$$1000 \ln K = \delta\text{O}_{\text{CaCO}_3}^{18} - \delta\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{18} \quad \delta\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{18} = 21,0 - 28,7 = -7,7\text{‰}, \quad \delta\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{18} = 10,4 - -10,0 = +0,4\text{‰}.$$

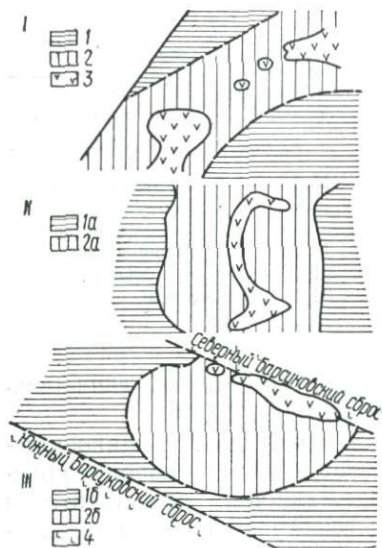


Рис. 57. Локализация эпигенетических доломитизированных известняков и доломитов на месторождениях Новотроицкого рудоуправления, по В. С. Шевадзуцкому. Содержание MgO по участкам:

I. 1 — 0,7—3,2; 2 — 14,0—16,2; II. 1a — 9,04 — 17,5; 2a — 21,2 (среднее); III. 1b — 12,4—17,2; 2b — 21,3 (среднее); 3 — трахиандезиты; 4 — основные эффузивы девона.

ты по старым карьерам Новотроицкого рудоуправления и новым его карьерам на участке балки Большой Барсуковой подтвердили закономерность концентрации магния в контактах с трахиандезитами, секущими продуктивные турнейские отложения: некондиционные по содержанию MgO карбонатные породы превращаются здесь в промышленные руды (рис. 57).

Условия локализации богатых доломитов и их метасоматический характер в карбонатных породах свидетельствуют о значительном притоке магния, наиболее вероятным первоисточником которого являются девонские основные эффузивы, подстилающие карбонатные толщи. Помимо зон локального выноса магния из базальтоидных пород в ореолах контактового метаморфизма в связи с малыми интрузиями и приразломной трещиноватостью есть обширные поля так называемых трахибазальтов с более низким содержанием магния по сравнению с другими эффузивами девонского покрова. В свете изучения эпигенетической минерализации Волновахской зоны разломов трахибазальты представляют собой пропилиты, развивающиеся по девонским основным эффузивам в ореолах гипабиссальных щелочно-щелочноземельных умеренно кислых интрузий с калиевой специализацией (Нечаев, 1970). Доказательством

топного состава кислорода воды минералообразующего раствора (рис. 56) и существующие генетические критерии (Тейлор, 1970) свидетельствуют о вадозной природе последнего. Обращает на себя внимание поразительное сходство отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в кальцитах Южно-Донбасского и Приднестровского районов.

Доломитизацию карбонатных пород около разрывных нарушений и оперяющих их трещин, а также связь ее с вадозно-инфильтрационными процессами установил А. П. Ротай (1934). Отмечается чрезвычайно неравномерный переход от почти неизменных известняков к чистым доломитам и развитие наложенной доломитизации в виде пятен, линз, неправильной формы гнезд и штоков.

Вторичное доломитообразование обосновывалось связью также термального воздействия малых интрузий на турнейские карбонатные отложения (Нечаев, 1959а). Накопленные в последние годы факты

этого служат такие факты: 1) геологическая позиция трахибазальтов — пространственная связь с гипабиссальными интрузиями трахиандезитов и трахидацитов, прорывающими девонский эффузивный покров; 2) их изотопный возраст по данным калий-аргонового метода всегда моложе возраста покрова эффузивов; 3) трахибазальты наиболее измененные породы среди девонских эффузивов и по сравнению с покровными базальтами характеризуются повышенным содержанием кремнезема, глинозема и щелочей, особенно калия, а также меньшим количеством окислов двухвалентных металлов (данные Г. А. Макухиной, 1961). Исходя из особенностей минерального (и химического) состава пропилитов данного района, трахибазальты являются их внешней фациальной зоной, переходной к неизмененным эффузивам (Нечаев, 1970).

Повсеместный и закономерный вынос магния, обусловленный пропилитизацией основных эффузивов, имеет важное значение для выяснения генезиса высокосортных доломитов. Сущность широко проявленного процесса доломитизации известняков около высокотемпературных интрузивных тел можно понять, обратившись к результатам исследований Г. Д. Холланда (1970).

При доломитизации известняков в больших количествах освобождается кальций, который фиксируется здесь же в виде коротких жил, линз и гнезд, но более интенсивно развит в крупных разрывных нарушениях (комсомольский участок Еленовского месторождения) в самых верхних частях доломитовой толщи.

С процессом эпигенетической доломитизации и дедоломитизации связано местное перераспределение ртути и более отдаленная миграция ее с кальцитом (Бойчук и др., 1968; Нечаев, 1970).

Определение температур гомогенизации включений в минералах киноварной ассоциации (кальцит, доломит, кварц, флюорит), выполненное Б. В. Зачихой, указывает на низкотемпературный (от 120 до 125° С) характер минерализации.

Вероятность участия вадозных вод в процессах вторичной доломитизации и концентрации киновари подтверждается развитием доломитов и киновари непосредственно в связи с карстом и затуханием ртутного оруденения с глубиной, а также результатами определения изотопного состава серы киновари (Озерова и др., 1973). Инфильтрационно-гипергенная природа доломита, образующего ромбоэдрические кристаллики на стенках околокарстовых каверн и пустот выщелачивания, ассоциация его с кристаллами кварца и киновари, а участками — флюорита наряду с относительно повышенными температурами кристаллизации этих минералов свидетельствует о совмещенном воздействии эндо- и экзогенных факторов при формировании наложенной минерализации.

Наиболее интенсивно процессы вторичной минерализации проявились в ореолах трахиандезитовых малых интрузий, изотопный возраст которых датируется 270—290 млн. лет (Усенко, Котловская, 1958). Именно с ними связаны скарны (Нечаев, 1959) и синхронные околотрещинные пропилиты.

Процессы эпигенетической минерализации в толще основных эффузивов в ореолах термального воздействия малых интрузий более детально изучались ранее (Нечаев, 1970). Установлена зависимость вещественного состава минеральных новообразований от геохимической специализации вмещающей их среды: эпигенетические концентрации сульфидов меди и железа (с кобальтом), а также окислов железа и марганца (с никелем, кобальтом) приурочены к трещинным структурам в толще девонских эффузивов основного состава, геохимической спецификой которых являются повышенные кларки железа, марганца, меди, кобальта и никеля.

Пространственная ассоциация в ортоклазитах Покрово-Киреевского участка аксессуарного бериллия и цинка весьма напоминает геохимическую особенность оруденения северо-западной краевой части УЩ, где установлен аксессуарный гентгельвин. По нашему мнению, присутствие в минералах примеси аксессуарных бериллия и бавенита (Семененко и др., 1969) генетически сопоставимо с ореолом свинца в пропицитизированных основных эффузивах над рудными телами с галенитом вдоль Южного разлома (см. рис. 55), и, следовательно, гидротермально-метасоматические проявления верхней зоны могут быть индикатором скрытых на глубине рудных концентраций.

Рудогенерирующую роль позднегерцинской активизации отмечали и другие исследователи. А. И. Зарицкий (1968) показал, что фтор в основном накопился в докаменноугольное время и что Покрово-Киреевское месторождение сформировалось в результате перетолжения фтора в известняки нижнего карбона, выщелоченного гидротермальными растворами из докарбоновых магматических пород. Рудный этап представлял собой многостадийный процесс с интенсивными внутрирудными тектоническими подвижками, в течение которых образовалось не менее трех генераций флюорита и ассоциирующих с ним минералов. Сопоставление содержаний окиси магния, кремния и щелочей в оплавленых и неизмененных известняках показало, что при флюоритообразовании не происходит фиксируемого привноса этих компонентов. Сравнение содержания элементов-примесей в флюоритах из различных вмещающих пород, А. И. Зарицкий считает последние источником элементов-примесей. Он определил, что большинство сопутствующих флюориту минералов относится к регенерационным, образованным за счет изменения вмещающих пород, подчеркнув возможность участия в рудообразующем процессе «подогретых подземных вод», которые выщелачивали фтор из аномально-фтороносных более древних пород в связи с тектоно-магматической активизацией района.

Изотопный возраст метасоматических флюоритовых руд датируется 267—287 млн. лет (Семененко и др., 1960).

Различие температур кристаллизации флюоритов Покрово-Киреевского месторождения объясняется возникновением локальных термоаномалий. В частности, самая поздняя генерация флюорита — кубические кристаллы на стенках пустот выщелачивания в

флюоритовой руде — возникла при более высоких температурах (до 280° С, Зациха и др., 1967), чем флюорит предшествующей стадии (60—200° С, Зарицкий и др., 1966), под влиянием даек андезита, секущих флюоритовые руды (Зарицкий, 1968). Эта повторная активизация, руководствуясь данными об изотопном возрасте андезитов, проявилась около 200 млн. лет назад.

Анализ фактического материала приводит к выводу о том, что участвующие в эпигенетическом рудообразовании позднегерцинского этапа рудогенные элементы связаны исключительно с толщами вмещающих пород. О синхронном этому этапу ювенильном притоке металлов нет никаких данных.

Рудообразование в условиях интенсивной активизации

Чешский срединный массив — интенсивно активизированная структура — является продолжением Западно-Европейской герцинской платформы и представляет собой блок более древних пород в области герцинской консолидации (рис. 58).

Характерной чертой геологического строения Рудногорского района, составляющего северную окраину Чешского массива, является его блоковая структура, обусловленная разломами, ведущая роль среди которых принадлежит северо-восточным (продольным) и северо-западным (поперечным).

Общий скелет глубинной структуры Рудных гор, по всей вероятности, сформировался еще в позднем докембрии. Обтекание палеозойскими сланцевыми толщами древних гнейсовых выступов указывает на конседиментационную роль этих блоков фундамента уже в кембрии — ордовике. Система надвигов, осложняющих силурийскую толщу в осевой зоне Рудногорского прогиба, очевидно, также заложена на более древнем разломе фундамента, предопределившем образование этого прогиба.

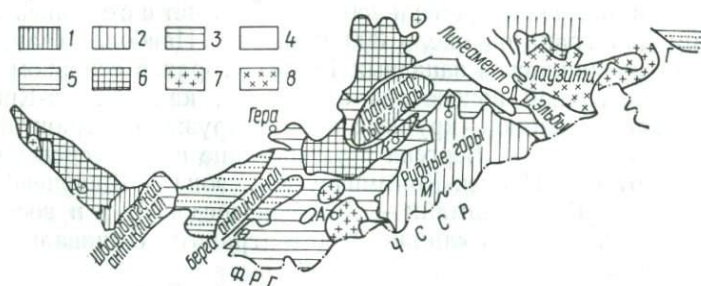


Рис. 58. Тектоническая схема северного края Чешского массива, по А. Ватцнауэру:

Этажи: 1 — молданубский, 2 — ассинтский, 3 — герцинский, 4 — послегерцинский покров; 5 — флиш (верхний девон — нижний карбон); 6 — молассы и эффузивы (пермь); 7 — субсекветные герцинские граниты; 8 — гранитизированная лаузитцкая граувакка; А — Айбеншток; М — Мариенберг; Ф — Фрайберг; К — Карл-Марксштадт; Д — Дрезден; Г — Герлиц.

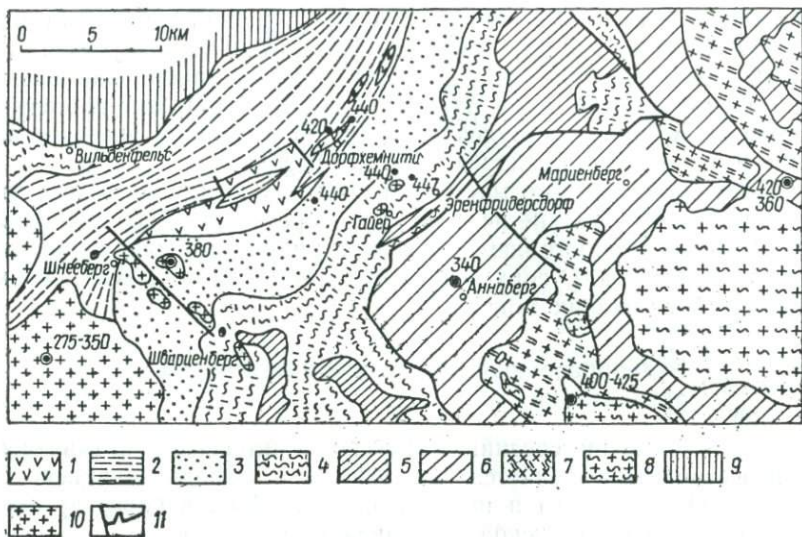


Рис. 59. Обзорная карта западных Рудных гор, по Ф. Космату и К. Питчу, с результатами изотопного возраста (цифры на карте, млн. лет); группа филлитов: 1 — силур (с диабазами); 2 — глинистые филлиты (ордовик); 3 — слюдяные филлиты (ордовик); группа слюдяных сланцев и гнейсо-сланцев (кембрий — верхний альгонк): 4 — слюдяные сланцы, 5 — гнейсо-сланцы и граувакковые гнейсы; группа гнейсов (альгонк): 6 — серые двуслюдяные гнейсы (мариенбергские); 7 — красные плитчатые гнейсы и гранат-слюдяные роговики; 8 — красные гнейсы куполов Зайда и Катаринаберг; 9 — пермь; 10 — граниты; 11 — разломы.

Активизация, особенно поперечных разломов, наиболее контрастно проявилась в герцинском цикле и сопровождалась интенсивными магматическими явлениями. Датировка подтверждается данными калий-аргонового метода, устанавливающего время околорудных изменений на многих жильных месторождениях северного края Чешского массива (Rösler, Pilot, 1967). Изотопные даты группируются в интервале времени 250—320 млн. лет с отчетливым максимумом для гранитов около 300 млн. лет. Наиболее грандиозно интрузии проявились в западных Рудных горах в основном вдоль такой значительной поперечной структуры, как Нейдек-Криммичауская зона разломов (крупные поля интрузивных гранитов Айбенштока, Кирхберга, Бергена и уменьшение их размеров по мере удаления от оси Нейдек-Криммичауская зона — Шварценберг — Ауге, Гайер — Грайфенштайн — Эренфридерсдорф), а в восточных Рудных горах — вдоль «линии Эльбы» (граниты Циннвальда, Нидеробритча).

Возраст интрузий как по геологическим (Бубнов, 1960; Ватцнауэр, Гертнер, 1964, и др.), так и по изотопно-геохронологическим данным (Winogradow, Tugarinow e. a., 1959, Rösler, Pilot, 1967) определяется поздним карбоном и ранней пермью. Они являются дискордантными по отношению к складчатой структуре. Наличие

Таблица 35

Результаты определения изотопного возраста пород сланцевых толщ западных Рудных гор

Место отбора проб	Глубина, м	Стратиграфическое положение	Сланец	K, %	^{40}Ar , г/г · 10 ⁻⁷	Возраст, млн. лет
Скв. 865	105	Силур	Карбонатно-стильпномелановый	3,65	1,163	420
Скв. 865	723	»	Карбонатно-серицитовый (туфогенный метааргиллит)	2,40	0,818	440
Шахта 95	60	»	Пропилитизированный метаэффузив	1,25	0,427	445
Скв. 994	61	Ордовик	Кварц-хлоритовый (филлит)	4,20	1,406	440
Шурф 8	50	Кембрий — альгонк	Кварц-биотит-мусковитовый	3,20	1,085	440
Скв. V	64	То же	Кварц-альмандин-мусковитовый	3,26	1,095	447

ореолов контактового метаморфизма доказывает их внедрение после эпохи складчатости и регионального метаморфизма.

Еще одна вспышка активизации древних структур зафиксирована на рубеже 150—220 млн. лет (Winogradow, Tugarinow e. a., 1959; Rösler, Pilot, 1967).

Вследствие тесной пространственной связи в Саксонских Рудных горах рудных месторождений с гранитными интрузиями издавна укоренилось представление и об их генетической взаимосвязи. В тех случаях, когда есть месторождения и нет «материнских» гранитов, обычно предполагают, что последние скрыты на глубине. Укреплению такого представления способствовала зональность оруденения, природа которой интерпретировалась с позиций теории Эммонса (Berg, 1927; Tischendorf e. a., 1965; Baumann, 1965). С этих позиций рассмотрим результаты детальных исследований рудных объектов Саксонии, находящихся в различных пространственных взаимоотношениях с проявлениями магматизма, приуроченными к метаморфизованному толщам альгонка — силура, время регионального метаморфизма которых датируется ассинидами (байкалидами) в восточных Рудных горах (Ватцнауэр и др., 1966) и каледонидами (табл. 35, рис. 59) — в западных.

Месторождения и рудопроявления, локализованные в гнейсо-сланцевых толщах верхнего альгонка — силура (рис. 60), представляют собой отличный пример рудной зональности регионального характера (Nečaeв, 1968). По мере удаления от гнейсового ядра Рудных гор выделяются три главных зоны оруденения, последовательно сменяющие одна другую: I — оловорудная, II — полиметаллическая и III — сурьмяная (рис. 61).

С позиций теории зональности Эммонса связь оруденения с интрузивными гранитами, казалось бы, не вызывает сомнения в

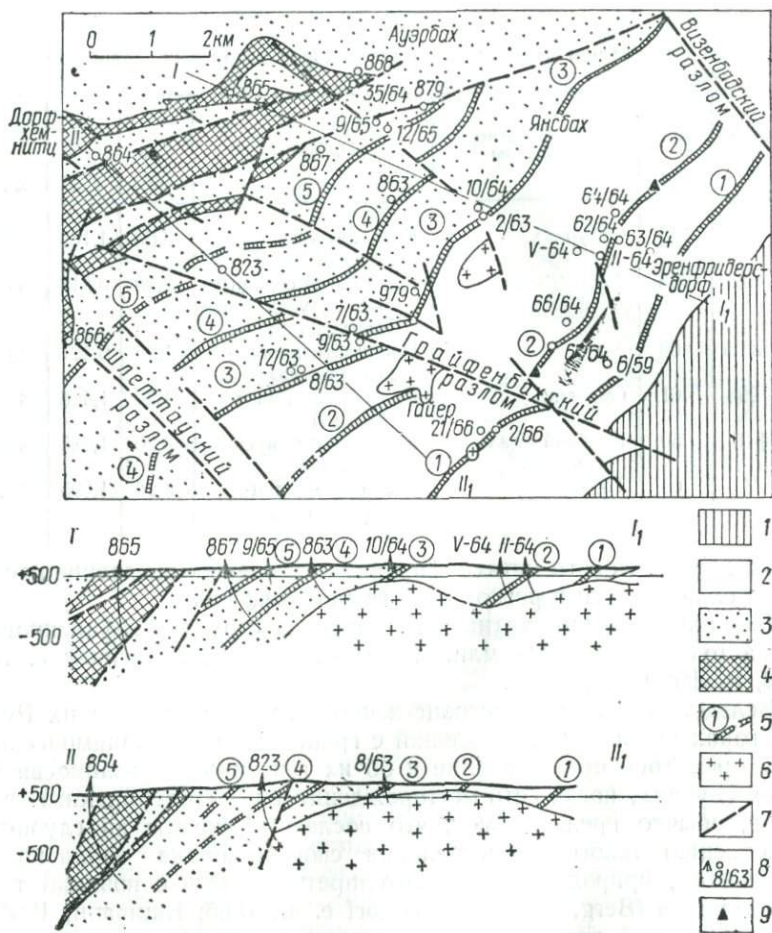
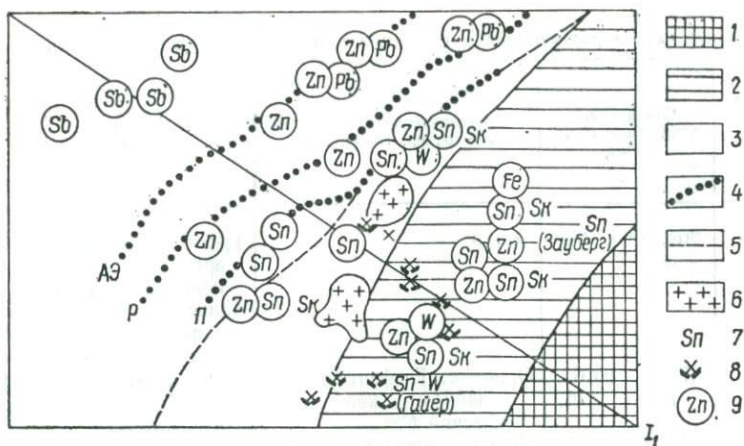


Рис. 60. Стратифицированное оруденение в западных Рудных горах:

1 — альгонк; 2 — поздний альгонк-кембрий; 3 — ордовик; 4 — силур; 5 — рудоносные горизонты; 6 — варисские интрузивные граниты; 7 — разрывные нарушения; 8 — скважины, вскрывшие рудоносные горизонты; 9 — рудные горизонты в обнажениях.

рассмотренном примере. Более того смена вещественного состава рудной минерализации от оловянной до сурьмяной (с некоторой ее преемственностью) по мере удаления от гранитов (от высоко- до низкотемпературной зоны!) как будто утверждает невозможность иной интерпретации. Пространственная приуроченность определенных рудных ассоциаций к конкретным фациям контактовых роговиков (табл. 36) как бы не допускает других возможностей.

Обратив внимание на пространственное расположение рудных зон, можно заметить их «односторонность»: зоны не проявляются концентрически вокруг апикальной части интрузива, а формируют-



Схематический разрез по линии I-I₁

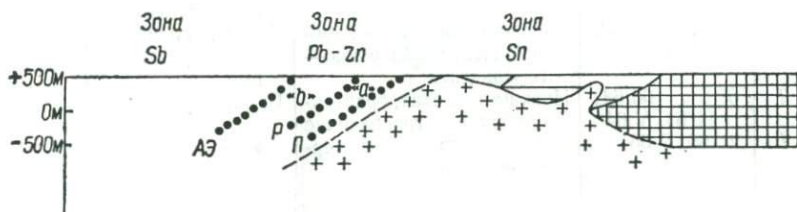


Рис. 61. Зональность оруденения в западных Рудных горах; фации регионального метаморфизма:

1 — амфиболитовая; 2 — эпидот-амфиболитовая; 3 — зеленых сланцев; 4 — границы фаций контактовых роговиков: П — пироксеновых; P — роговообманковых; АЭ — альбит-эпидотовых; 5 — граница толщ ордовика и верхнего альгонка — кембрия; 6 — интрузивные граниты; 7 — месторождения; 8 — месторождения оловянные отработанные; 9 — рудопроявления: Sn — олова, Sk — в скарнах, W — вольфрама (вольфрамит), Zn — цинка (сфалерит), Pb — свинца (галенит), Sb — сурьмы (бертберит, антимонит).

ся линейно в соответствии со стратиграфической последовательностью вмещающих их толщ. На соседней к юго-западу Шварценберг-Шнеебергской площади, где еще более четко выражена контакто-метаморфическая зональность вокруг гранитных интрузий и еще более интенсивно и разнообразно проявились процессы рудообразования, столь четкой зональности оруденения не наблюдается.

Стало быть, не гранитные интрузии являются центрами рудных зон. Стратиграфический контроль оруденения прежде всего, очевидно, предопределяет его зональность, что отмечено на участках относительно спокойного залегания толщ. Там же, где первичные условия значительно нарушены, можно видеть лишь фрагменты зональности, как в Южно-Донбасском районе, или ее вообще нет.

Больше того за исключением явлений грейзенизации не известны какие-либо иные признаки постмагматических растворов, а связанные нередко очень тесно пространственно с этими гранитами

Основные черты рудоносных и потенциально продуктивных горизонтов в западных

Горизонт на рис. 60	Скважины, вскрывшие горизонт	Стратиграфическое положение (отдел, серия, слой)	Металлоносные породы	Фация мета	
				региональная	
6	864, 865, 863 и др.	Силур	Туфогенные метаргиллиты основного состава Колчеданный горизонт Углистые сланцы	Зелено-сланцевая	
5	879, 99/65, 12/65, 876, 866	Ордовик, Грефентальская, «Главный кварцит» — лежащий бок	Полевошпат-хлоритовые сланцы и кварциты	То же	
4	879, 867, 823	Ордовик, Фикодовая «Магнетит — кварцит» — лежащий бок.	Кварц-диопсидовые роговики с роговой обманкой и хлоритом	» »	
3	8/63, 979 2/63, 10/64	Поздний альгонк — кембрий, Телдерхойзерские — герольдские	Известково-силикатные, скарно-вые	Эпидот-амфиболитовая	
2	67/64, 66/64, 11/64, V/64	Иоахимстальская, брайтенбрунские — грисбахские	То же	То же	
1	21/66, 2/66	Кайльбергская, Хаммерунтервизентальские	» »	» »	

рудные жилы оторваны от них во времени на 100 и более млн. лет (Winogradow e. a., 1959).

Наиболее тесно с гранитными интрузиями связаны оловорудные месторождения жильной кварц-касситеритовой формации.

По данным калий-аргонового метода изотопный возраст минералов кварц-касситеритовой формации значительно приближается к возрасту гранитов (табл. 37), что не противоречит действительности. Образования кварц-касситеритовой формации секут граниты, развиваясь обычно в апикальных участках интрузий (называемых оловоносными). Совершенно определено оловорудные жилы связаны пространственно с гранитными интрузиями, но распространены исключительно в верхнеальгонкско-кембрийской толще в участках, наиболее пораженных разломами и сопряженными с ними трещинами. Собственно, именно участки максимальных тектонических напряжений в Рудных горах интродированы гранитами.

На оловорудном месторождении Зауберг (Эренфридерсдорф) О. Эльснер (Oelsner, 1952) описал касситерит, представленный микроскопически мелкозернистыми агрегатами, часто в сростках с сульфидами и флюоритом по пробам, взятым на участках пересечения пневматолитических кварцевых жил в скарных породах гранат — салитового состава. Вместе с тем в результате изучения скарных пород под микроскопом автор установил иной тип кассите-

Рудных горах

морфизма *	Вещественный состав оруденения			
	Рудные минералы		Элементы	
	главные	второстепенные	главные	второстепенные
контактовая				
За пределами контактового ореола	Пирит или бертьерит		Sb, Fe	Ag, As, Ni, Bi, Sb, V, Zn, Mo
Альбит-эпидотовых роговиков	Сфалерит	Галенит, халькопирит, пирит	Zn	Pb, Cu, Fe, As, Ag, Au, Cd, Sb
Роговообманковых роговиков	Пирит, сфалерит	Арсенопирит, пирротин, халькопирит	Zn, Fe	As, Mn, Sn, Ag, Cu, Ge, In, Cd
Пироксеновых роговиков	Сфалерит	Арсенопирит, пирит, касситерит	Zn	As, Fe, Mn, Sn, Bi, In, Ag, Be
?	Магнетит или сфалерит		Fe, Zn	Sn, Mn, As, Bi, Ag, In, Be
?	Сфалерит	Пирит, касситерит	Zn	Sn и др.

рита, не связанный с жильной минерализацией (Nečaeв, 1968). Этот касситерит рассеян в виде тонкой вкрапленности в пироксене (рис. 62), но образует наиболее значительные скопления в агрегатах пирита или магнетита. Касситерит в скарных породах (вне жил и прожилков, секущих последние) характеризуется меньшей степенью кристалличности, но в микролокальных участках (в пределах площади обычного шлифа) можно встретить несколько таких микроучастков, где наблюдается перекристаллизация мелкозернистого касситерита в агрегатах зерен кварца с образованием типичных коленчатых двойников (рис. 63).

По всем внешним признакам и условиям локализации касситерит второго типа чрезвычайно сходен с касситеритом, который описал Л. Бауманн (Baumann, 1965) в рудоносных черных сланцах «фельзит-горизонта» в восточных Рудных горах около Хальсбрюкке (периферия Фрайбергского рудного поля). Согласно Л. Бауманну, касситерит здесь находится в двух различных формах: мелкозернистые (10—80 мкр) концентрически-скорлуповатые агрегаты и средне- до крупнокристаллических (до 1000 мкр) агрегаты. В то время как гелеобразный мелкозернистый касситерит-1 встречается преимущественно внутри хлоритовой массы, перекристаллизованный касситерит-2 сростается с прожилковидным кварцем. Он здесь же установил три генерации дисульфидов железа: первич-

Таблица 37

Результаты определения изотопного возраста калийсодержащих минералов оловорудного месторождения Эренфридерсдорф, по Г. Реслеру и И. Пилоту (Rösler, Pilot, 1967)

Минерал или концентрат слюды	К, %	⁴⁰ Ar, 10 ⁻² мм/г	Возраст, млн. лет
Слюда (жила в грейзене)	7,0	8,76	293
Ортоклаз	7,2	9,25	300
Слюда	7,1	9,18	301
Мусковит	7,0	8,85	295
Флогопит	8,0	9,30	274
«Парадоксит»	12,2	15,1	283
Флогопит	7,5	9,41	288
Биотит	6,9	9,43	318
«Жильбертит»	8,1	10,6	302
Ортоклаз	10,2	12,2	305

Оловорудная специализация верхнеальгонкско-кембрийской толщи подчеркивалась ранее (Нецаев, 1968). В результате опробования 41 точки безрудных скарновых пород было установлено, что даже при исключении аномальных проб, в которых олово находится в количестве 0,2% и выше, среднее его содержание в этих породах составит 120 г/т. Жилы с касситеритом обычно находятся в пространственной ассоциации с оловоносными стратифицированными залежами (месторождения Эренфридерсдорф, Гайер, Грайфенштайн), тогда как в других случаях залежи распространяются даже без каких-либо признаков жильной оловорудной формации или оловоносных гранитов (например, Хальсбрюкке). Так, в восточных Рудных горах, где Л. Бауманн (Baumann, 1965) детально изучил оловоносные «фельзит-горизонты», не известны проявления жильной кварц-касситеритовой формации, а граниты не развиты по крайней мере до глубин 2—3 км. В западных Рудных горах, где широко проявлены герцинские граниты, появляется и жильное оловянное оруденение, но только там, где граниты интродуцируют потенциально оловоносные верхнеальгонкско-кембрийские толщи, причем в некоторых местах граниты пересекают горизонты скарновых пород. Например, оловорудное жильное месторождение Гайер, приуроченное к апикальной части гранитного штока, находится непосредственно на пересечении этим штоком оловоносных стратифицированных залежей (см. рис. 60, 61).

Подтверждением высокотемпературной регенерации стратиформного оруденения при образовании кварц-касситеритовой формации, кроме геологических наблюдений, могут служить находки вюртцита в этих жилах, секущих скарновые породы со сфалеритом и касситеритом. Как известно, чистый цинковый сфалерит в отсутствие окислительных процессов переходит в вюртцит при темпера-

но-осадочная (мелкозернистый марказит); псевдоморфная по магнетиту; перекристаллизованная при региональном метаморфизме.

Л. Бауманн отмечает, что оруденение «фельзит-горизонта» не связано с гидротермальной минерализацией Фрайбергского рудного поля. Дополняя геологические наблюдения изотопными исследованиями серы, он показал генетическую общность пиритов из всех трех рудных залежей «фельзит-горизонта» и в то же время четкое их отличие от пиритов фрайбергских жильных формаций.

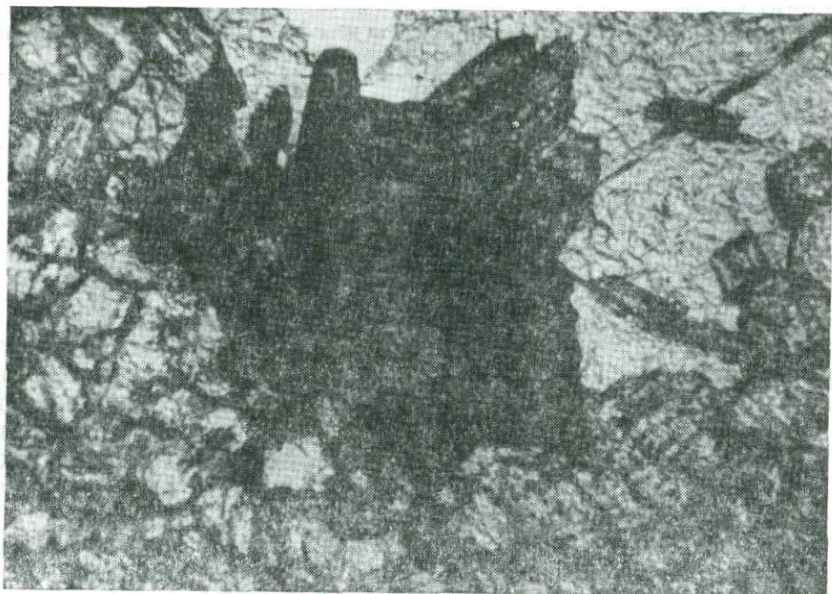


Рис. 62. Касситерит (темно-серый агрегат в центре) в пироксеновом скарне. Видна огранка кристаллов в верхней периферической части агрегата, центральная часть раскристаллизована плохо. Шлиф, $\times 45$, николи параллельны.



Рис. 63. Касситерит, хорошо раскристаллизованный в поле кварца (светлый). Пироксеновый скарн. Шлиф, $\times 45$, николи параллельны.

Таблица 38

Результаты определения изотопного возраста жильной сурьмяной минерализации по околорудным серицитизированным породам

Номер скважины	Глубина, м	Порода	K, %	^{40}Ar , e/г · 10 ⁻⁷	Возраст, млн. лет
877	13	Кварц-серицит-карбонатная	3,50	0,832	320
877	224	То же	2,40	0,570	315
864	447	Серицитизированный сланец (висячий бок рудоносной зоны)	4,65	1,103	320

туре 1020° С, однако при наличии железа или марганца температура инверсии понижается. Исследованный нами вурцит имеет состав (Fe_{0,3}Zn_{0,7}) S точка его инверсии в соответствии с диаграммой Каллеруда — около температуры 900° С. Такой порядок температур допустим в рассматриваемой конкретной ситуации (фашия пироксеновых роговиков), где непосредственно рядом с жилой задокументирована свита аплитовых даек.

Очевидно, оловорудная специализация гранитов непосредственно зависит от оловоносности верхнеальгонско-кембрийской вмещающей толщи, ибо граниты, интродуцирующие толщу ордовика и силура, не проявляют подобной специализации. Л. Бауманн (Baumann, 1965) предложил модель: при образовании интрузии герцинской гранитной магмы значительная часть догерцинских отложений с их металлами была ассимилирована, и вероятно регенерация герцинских оловорудных месторождений Рудных гор за счет более древнего стратиформного оруденения.

Действительно, геохимические черты этих гранитов вследствие их палингенного происхождения (Бубнов, 1960) являются ничем иным, как отражением геохимических особенностей среды, в которой они формировались. И это подтверждается исследованиями последних лет (Harlass, Schützel, 1965).

Наиболее удалено от гранитной интрузии сурьмяное оруденение. Однако, как и для кварц-касситеритовой формации, возраст эпигенетической минерализации по околорудному серициту и околорудно-измененным породам датируется калий-аргоновым методом около 300 млн. лет (табл. 38).

По геологической съемке и данным бурения намечается межпластовая главная рудная зона. Она имеет согласное с вмещающей ее силурийской вулканогенно-осадочной толщей направление падения и прослежена по простирацию на 2500 м. Вертикальный размах сурьмяного оруденения достигает 1000 м (рис. 64). Специфической особенностью силурийской толщи является обогащенность ее пород серой, сурьмой и вообще высокая потенциальная металлоносность (Нечаев, 1967). Причем до 0,05% сурьмы обычно содержат сами продуктивные породы; бедное оруденение — видимая вкрапленность сурьмяных минералов — сопровождает жильные

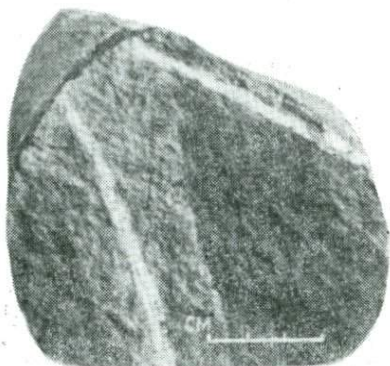


Рис. 65. Карбонатные прожилки с сульфидами сурьмы. В осветленной зоне около прожилков видны «просечки» сурьмяных минералов.

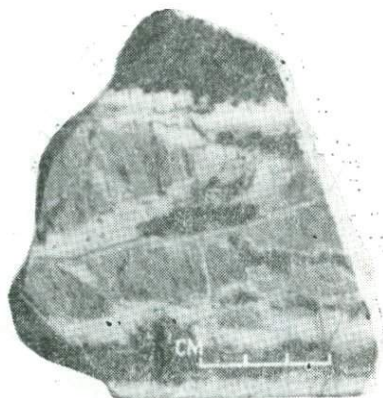


Рис. 66. Трещинные кварц-карбонатные жилы (белые) с сурьмяным оруденением (черное).



Рис. 67. Богатое сурьмяное оруденение из зоны брекчирования; светлые угловатые обломки — кварц-серицит-карбонатный метасоматит.

Возрастные соотношения рудной минерализации довольно определенно указывают на две основные ее стадии: более раннюю, с которой связаны стратифицированные рудные залежи (а также аномальные накопления рудогенных элементов), претерпевшие каледонский региональный метаморфизм (рис. 68, 69), и более позднюю, представленную секущими трещинами, жилами и рудными брекчиями в метасоматитах.

На различных уровнях гидротермально-метасоматических преобразований состав и структурно-текстурные черты новообразованных метасоматитов заметно отличаются. В наиболее измененных участках исходных пород — метадиабазов — наблюдается тенденция к сегрегации минеральных новообразований вплоть до мономинеральных выделений серицита, хлорита, карбонатов, сульфидов сурьмы. Неравномерность метасоматических преобразований теснейшим образом связана с характером трещиноватости боковых пород.



Рис. 68. Метаморфизованная залежь полиметаллических руд в толще ордовика. Скв. 9/65, керн.

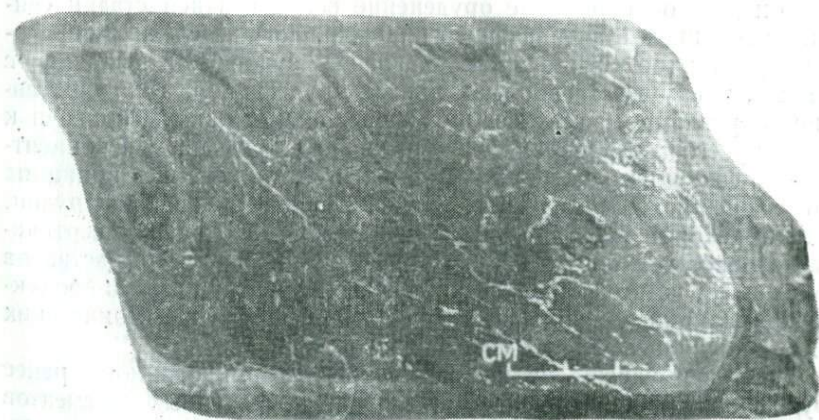


Рис. 69. Метаморфизованный металлоносный углистый сланец силура. Белые «просечки» — дисульфид железа, черные плойки — обособления углистого вещества. Скв. 16/65, керн.

Наиболее интенсивны изменения пород в зонах брекчирования, обусловленных, естественно, наиболее интенсивной трещиноватостью и имевших максимальную поверхность взаимодействия с раствором. Мощность этих зон достигает первых десятков метров.

Насколько существенно меняется химический состав исходных пород, можно судить, сопоставляя результаты химического анализа проб с различной степенью окolorудных изменений метадиабазов (Netschajew, Fritsch, 1966).

По мере развития метасоматоза все более четко проявляется подвижность различных химических элементов. Закономерный привнос в процессе метасоматоза двуокиси углерода, окиси калия, сурьмы и серы сопровождается выносом кремнезема, окиси натрия, фосфора, окиси железа, тенденция выноса отмечается у глинозема, закиси железа и окиси магния. Значительные изменения содержания железа, магния и кальция свидетельствуют об их перераспределении, главным образом внутри гидротермального ореола, что в действительности отражается в различном количестве новообразованного карбоната типа анкерита. Инертный до какого-то предела титан (весь связан в лейкоксене) при наиболее интенсивной переработке породы также удаляется из нее. В процесс вовлечены и «малые» элементы, при этом по мере интенсивности изменений четкой тенденцией к выносу характеризуются никель, ванадий, кобальт и барий, а к концентрации — свинец и серебро. Повышается также содержание цинка, который входит в состав сфалерита (клеюфан), как бы завершающего рудный процесс — псевдоморфозы сфалерита по сурьмяным минералам.

Источником всех химических элементов и соединений, участвовавших в гидротермально-метасоматическом процессе, являлась силурийская вулканогенно-осадочная толща.

Контрастное сурьмяное оруденение более поздней стадии связано с герцинской активизацией (300 млн. лет). Последняя обусловила раскрытие сформированной ранее рудоносной системы с бедным, преимущественно рассеянным, оруденением, а мигрировавшие по разломам и оперяющим их трещинам растворы привели к местному его перераспределению с локальным выносом и концентрацией. Низкотемпературный характер минерализации в принципе мог зависеть от термального воздействия гранитной интрузии, кровля которой удалена от минерализованной площади по вертикали не менее чем на 1,5—2 км. Агрессивный характер растворов обусловлен, по всей вероятности, обилием пиритной серы в продуктивной силурийской толще (Нечаев, 1967), которая в тектонических зонах окислялась вадозными водами.

Наиболее существенная регенерация сформированного ранее оруденения и мобилизация рассеянных рудогенных элементов потенциально-металлоносных горных пород обусловлена гидротермальными процессами, которые во времени и пространстве тесно связаны с проявлением разрывной тектоники. Процессы эти тем контрастнее, чем интенсивнее последняя.

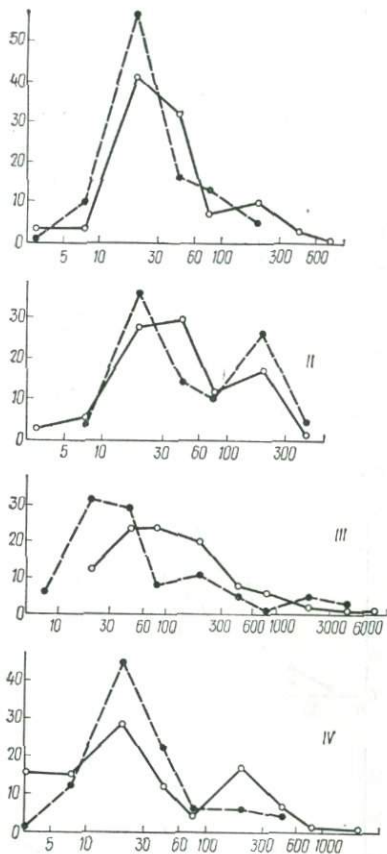


Рис. 70. Распределение мышьяка в породах из контактового ореола интрузивных гранитов (пунктирная линия) и вне ореола (сплошная линия):

I — светлые филлиты; II — темные филлиты; III — углистые сланцы; IV — сланцы основного состава. По вертикали — % проб, по горизонтали — содержание элемента, g/t .

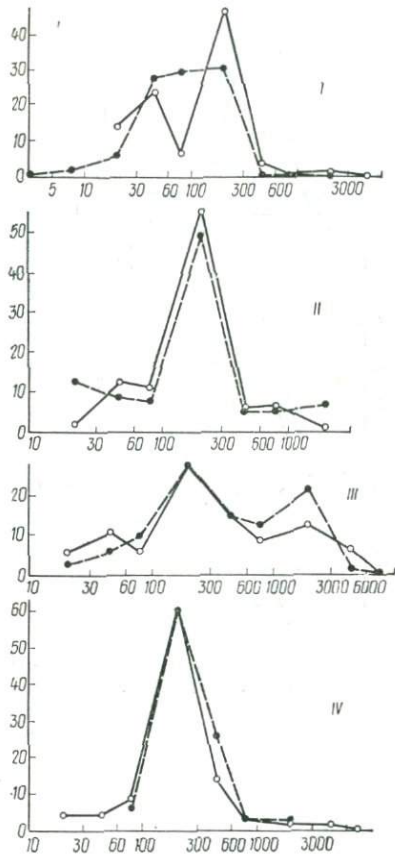


Рис. 71. Распределение цинка. Условные обозначения те же, что и на рис. 70.

В условиях же «сухих» закрытых систем перераспределение рудогенных элементов и вторичная минерализация вряд ли могли

быть реализованы, во всяком случае в таких масштабах, как при гидротермальном изменении потенциально-металлоносных формаций.

Характер распределения рудогенных химических элементов изучался на основе сравнительного анализа в первично однотипных породах одного и того же разреза единой геологической структуры, претерпевших контактовый метаморфизм, и в аналогичных породах, не затронутых контактными процессами, но метаморфизованных регионально в фации зеленых сланцев (Нечаев, 1969). Однотипные горные породы сопоставлялись с точки зрения содер-

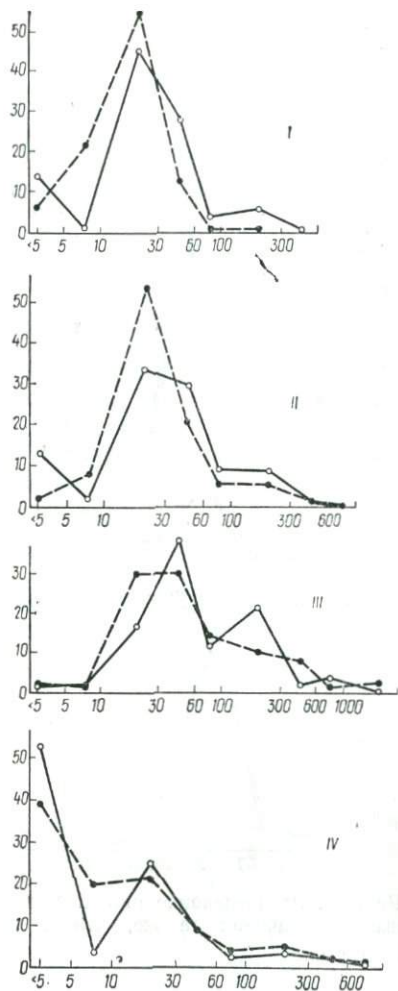


Рис. 72. Распределение свинца. Условные обозначения те же, что и на рис. 70.

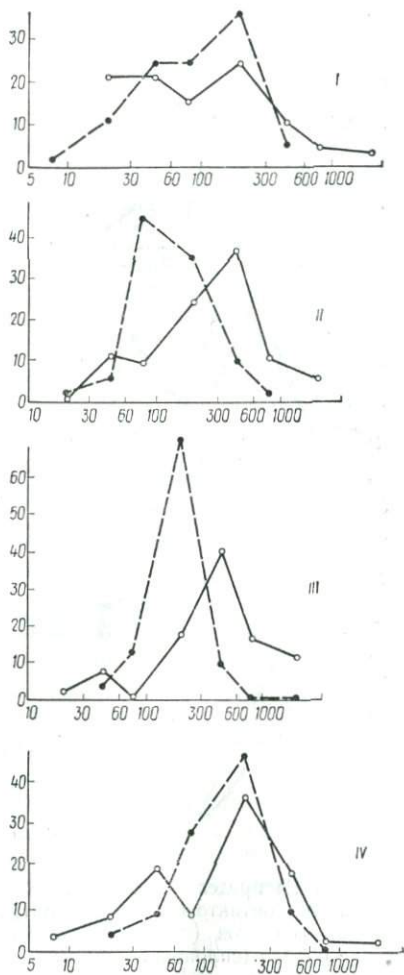


Рис. 73. Распределение меди. Условные обозначения те же, что и на рис. 70.

жания в них кобальта, цинка, свинца, никеля, ванадия, меди, молибдена и мышьяка. Статистически были обработаны результаты спектральных анализов более 1000 проб. Для каждого элемента построены вариационные кривые его распределения в однотипных породах для условий различного метаморфизма (рис. 70—77).

В результате сопоставления вариационных кривых содержаний рудогенных элементов было установлено отсутствие каких-либо существенных различий концентраций этих элементов в однотипных породах независимо от метаморфизма.

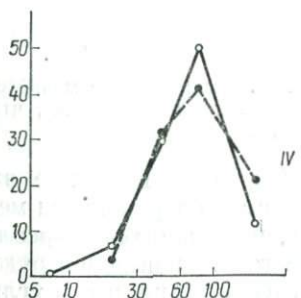
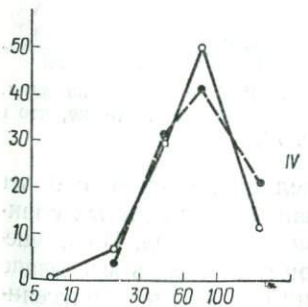
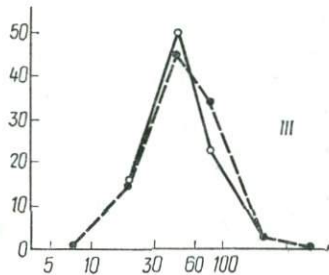
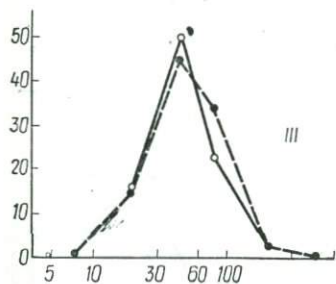
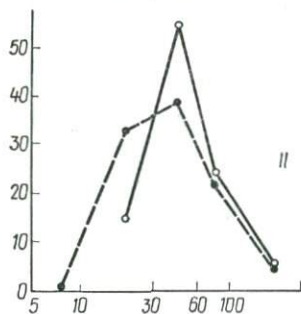
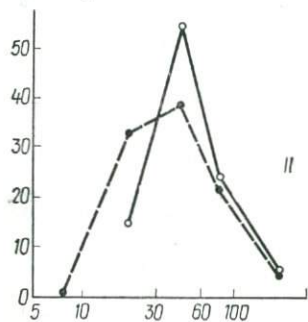
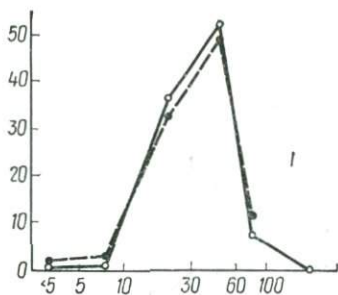
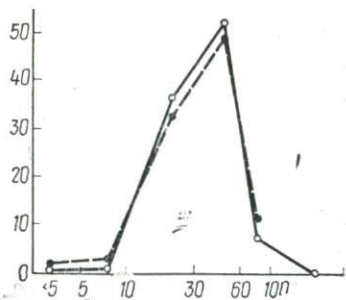


Рис. 74. Распределение кобальта. Условные обозначения те же, что и на рис. 70.

Рис. 75. Распределение никеля. Условные обозначения те же, что и на рис. 70.

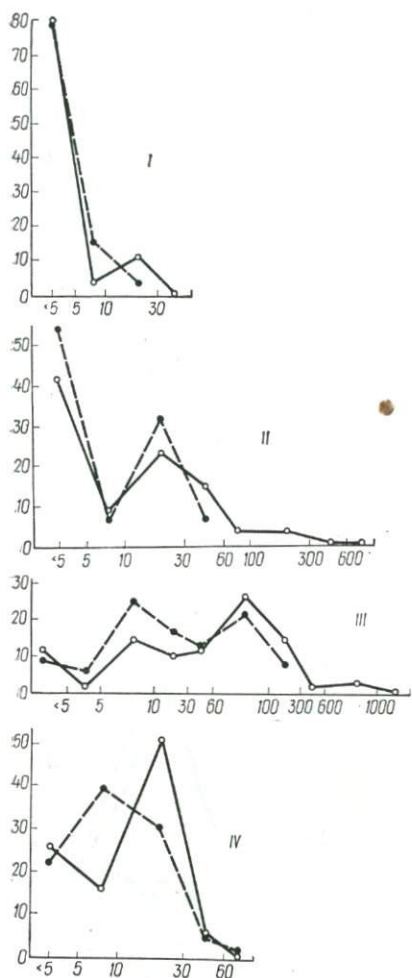


Рис. 76. Распределение молибдена. Условные обозначения те же, что и на рис. 70.

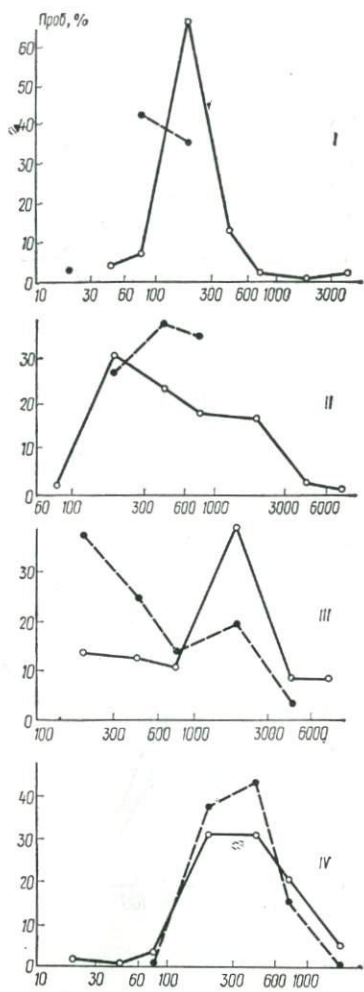


Рис. 77. Распределение ванадия. Условные обозначения те же, что и на рис. 70.

Обращает внимание лишь заметное увеличение проб с более низкими содержаниями меди, мышьяка и ванадия в углистых сланцах, находящихся в ореоле контактового метаморфизма. В отношении такого поведения рудогенных элементов может быть высказано предположение, что в углистых сланцах они связаны не с рассеянными в них сульфидами, а с углистым веществом, термальным метаморфизм которого вызывал и совместную миграцию этих элементов.

В определенной степени поведение рудогенных элементов при контактовом метаморфизме углистых сланцев сходно с их поведе-

Таблица 39

Изотопный состав свинца галенитов Рудных гор

Номера проб на рис. 78	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	Отношение к ^{204}Pb			Возраст	Характер минерализации
					^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb		
44	1,358	24,85	21,39	52,42	18,30	15,75	38,60	Силур	Полиметаллическая жила
45	1,395	24,77	21,58	52,25	17,75	15,47	37,46		
46	1,381	24,74	21,48	52,40	17,91	15,55	37,94	Верхний ордовик	Массивная халькопирито-галенито-сфалеритовая руда
47	1,404	24,04	21,76	52,80	17,16	15,53	37,69	То же	То же
47a	1,375	24,22	21,63	52,78	17,16	15,73	38,39		

нием при контактовом метаморфизме кварцевых сланцев Скандинавии: разделение углеводородов ведет к дифференциации связанных с ними и растворенных в них металлов (Краускопф, 1959).

Полученные результаты не противоречат опубликованным данным других исследователей и современным представлениям по проблеме. Так, согласно Я. Н. Белевцеву (1968), метаморфическая перекристаллизация и дегидратация минералов в породах обуславливает миграцию малых элементов, характер и интенсивность которой зависят от термодинамических условий и геохимических особенностей.

При выяснении роли активизации в рудообразовании в Рудногорском районе важная информация получена из анализа изотопных данных (табл. 39).

По изотопному составу рудные свинцы можно дифференцировать на четыре группы (рис. 78).

Свинцы трещинных рудных жил Фрайбергского и других месторождений по изотопному составу подразделяются на две группы в соответствии с циклами минерализации Л. Бауманна (Pilot e. a., 1970). Вариации изотопного состава свинцов этих групп выглядят так:

Первая группа (I цикл)	$\frac{^{204}\text{Pb}}{1,355 - 1,363}$	$\frac{^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}}{18,17 - 18,26}$	$\frac{^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}}{15,69 - 15,82}$	$\frac{^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}}{38,46 - 38,72}$
Вторая группа (II цикл)	1,338 — 1,358	18,34 — 18,78	15,74 — 15,87	38,51 — 39,16.

Самостоятельную группу представляют свинцы некоторых жильных объектов, изученные А. П. Виноградовым, А. И. Тугариновым и др. (Winogradow e. a., 1959), а также Дж. С. Брауном (Brown,

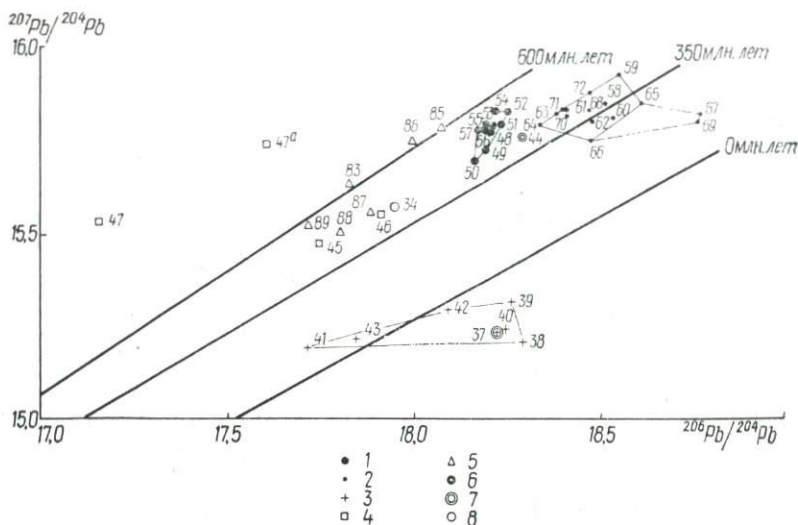


Рис. 78. Сопоставление свинцово-изотопных отношений галенитов месторождений северной окраины Чешского массива и Карпат:

1 — I группа (№ 48—57); 2 — II группа (№ 58—72); 3 — III группа (№ 38—43); 4 — IV группа (№ 45—47а); 5 — стратиформные месторождения Карпат; 6 — из жилы в силурийской толще (№ 44); 7 — из отложений цехштейна (№ 37); 8 — из месторождения Пришибрама (№ 34).

1962). Вариации изотопного состава этой группы по шести пробам следующие:

Третья группа	$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}}$
	1,39 — 1,43	17,72 — 18,3	15,19 — 15,31	36,77 — 37,53

Свинец стратиформных рудных залежей по четырем пробам (№ 45—47а) характеризуется следующими значениями изотопов:

Четвертая группа	$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}}$
	1,375 — 1,404	17,16 — 17,91	15,47 — 15,73	37,46 — 38,39

Свинцы первой, второй и третьей групп содержат весьма различные комплексы пород — от альгонкских гнейсов до варисских интрузивных гранитов, по отношению к которым минерализация является секущей. При этом в наиболее крупных объектах, например Фрайбергском рудном поле, установлены все три группы рудных свинцов. Свинцы четвертой группы локализованы в ордовикско-силурийских толщах.

Изотопный состав свинцов третьей группы идентичен составу свинца галенита из базальных доломитов цехштейна и, как считают А. П. Виноградов и др. (Winogradov e. a., 1959), эта идентичность указывает на то, что седиментация в цехштейне происходила одновременно с денудацией более древних полиметаллических месторождений и сопровождалась соответственным накоплением свинца в прибрежной зоне позднепермского бассейна. Э. Кауч писал:

«... в горообразовательном цикле свинцовые руды вследствие субсеквентного пермского вулканизма транспортировались на земную поверхность, и по всей вероятности, здесь, в аридных климатических условиях, местами подвергались выветриванию. Экзогенные процессы в конце концов привели к тому, что этот свинец на границе между верхней и нижней пермью накопился в медистом сланце» (Кауч, 1964, с. 577—578). Допуская мобилизацию более древней свинцовой руды, вызванную анатектическими процессами, Кауч не приводит конкретных примеров.

Нам представляется, что такими рудами могли бы быть стратиформные залежи, в частности локализованные в толщах ордовика — силура, и, вероятно, более древнего возраста.

Точки изотопного состава свинца стратиформных залежей располагаются на изохронах, согласующихся в общем с фактической стратиграфической позицией руд (см. рис. 78), что также характерно для стратиформных месторождений в ассинтско-каледонских формациях Западных (месторождения Спишско-Гемерского Рудногорья — Смольник, Шведлар, Мнишек) и Восточных (месторождения Лешул Урсулуй, Валея Блажней и др.) Карпат (Kantor, Ribar, 1964; Superceanu, 1967).

В отличие от склонов ВЕП, свинцы из верхнедокембрийских и палеозойских толщ Чешского кристаллического массива отличаются более высокой степенью гомогенности и отсутствием среди них j -аномальных (одинакового порядка, см. рис. 31, 78).

Аномальные концентрации радиогенных изотопов свинца локализуются исключительно вблизи выходов фундаментов древних щитов (Brown, 1966; Чоу, Паттерсон, 1969; Уомплер, Калп, 1969, и др.), что подтверждается и на Украине (Тугаринов и др., 1960; Нечаев, 1969, 1970). В Чешском массиве нет столь же древних комплексов докембрия, что, надо полагать, предопределило отсутствие здесь аномальных свинцов типа Джоплин. Исходя из данных геохронологических исследований (Ватцнауэр и др., 1966; Тугаринов, Войткевич, 1966), древнейшими в Чешском кристаллическом массиве являются формации с изотопным возрастом до 800 млн. лет.

В геологических условиях Рудных гор — склона срединного массива — возможно влияние терригенных продуктов при отложении рудного вещества. Нельзя не подчеркнуть существенное отклонение изотопного состава свинца стратифицированной полиметаллической залежи, приуроченной к груботерригенным отложениям (см. рис. 78, пробы 47 и 47а) в толще верхнего ордовика. Галенит из этой залежи характеризуется рядом «докембрийских» параметров в соответствии с изотопным составом свинца, и модельный возраст его равен около 800 млн. лет. Поступление в седиментационный бассейн свинца с таким возрастом вполне возможно, так как возраст древнейшего циркона из кристаллических комплексов Чешского кристаллического массива 790 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966).

В начале ордовика (тремадок) в пределах Чешского кристаллического массива начинается новый цикл седиментации (Мобус, 1966), причем области кембрийской седиментации в ордовике становятся областями сноса (Svoboda, 1964). Фациальная изменчивость и насыщенность нижней части отложений ордовика песчанистыми образованиями свидетельствует о том, что осадконакопление шло в прибрежной полосе и в близких к платформенным условиям.

На близость области питания также в период силурийской седиментации на северной окраине Чешского кристаллического массива указывали А. П. Виноградов и др. (Winogradow, Tugarinow e. a., 1959). Согласно их данным, неметаморфизованные силурийские отложения Тюрингии образовались в результате эрозии ядер поднятий возрастом около 600 млн. лет.

Учитывая, что нижнепалеозойские отложения распространялись на площади Чешского массива, в частности перекрывали гнейсовое ядро Рудных гор (Kossmat, Pietsch, 1930); вещественный состав трещинных жил в гнейсах сходен с составом залежей в толщах ордовика и силура (Нецаев, 1968); изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ части проб I и II циклов минерализации располагаются в пределах изохрон, общих для стратиформных руд из ордовика — силура, можно допустить образование некоторых рудных жил в доордовикских формациях Рудногорского района за счет рудоносных растворов из продуктивных нижнепалеозойских толщ, что могло произойти в периоды тектонической активизации.

Очень вероятно также образование части жил (с изотопным составом свинца третьей группы) из растворов пермских продуктивных отложений, перекрывавших Рудные горы. Изменение значений изотопного состава свинцов в Рудногорском районе, возможно, зависит от смешения определенного металлоносного раствора с растворами из перекрывающих отложений более молодого возраста. Подобным условиям изменения изотопного состава рудного свинца большое значение придает Дж. С. Браун (1969).

Согласно У. Чоу и К. Паттерсону (1969), неполное перемешивание свинца при его транспортировке сохраняет до некоторой степени неоднородность состава, в связи с чем гетерогенность свинцов, отложившихся одновременно в различных участках бассейна, накладывается на любые возможные изменения изотопного состава свинца осадков. Гетерогенность изотопного состава свинца, следовательно, исключает вероятность прямой генетической связи оруденения с магматическими и другими глубинными очагами.

Совмещение карт рудных жильных формаций, опубликованных Г. Тишendorфом и его коллегами (Tischendorf e. a., 1965), и стратиформных — по К. Хоту и В. Лоренцу — месторождений (Hoth, Lorenz, 1966) также подтверждает предложенное объяснение генезиса оруденения трещинного типа.

На основании очень большого экспериментального материала по изотопному составу кислорода гидротермальных месторождений

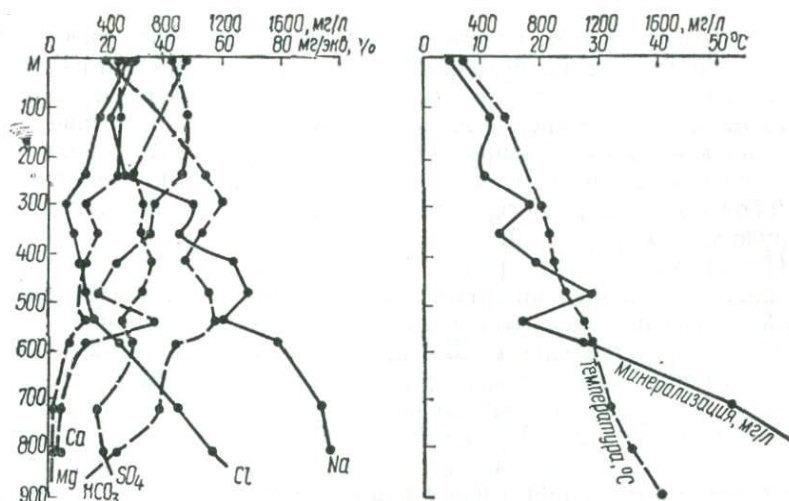


Рис. 79. Изменение химического состава (в мг/экв. %), минерализации (в мг/л) и температуры ($^{\circ}$ С) подземных вод с глубиной (в м).

Рудных гор Д. Харцер (Harzer, 1970) пришел к выводу о том, что гидротермы, из которых осадились исследованные им минералы, кроме магматической, содержали воду, выделявшуюся из вмещающих пород в результате их нагревания, а в некоторых случаях представляли собой «поверхностную или подземную воду». Наиболее ярко примесь немагматических вод к гидротермам выражена в герцинском цикле минерализации Рудных гор, в частности в колчеданообманковой рудной формации, для которой генетическая связь с герцинскими интрузивными гранитами ранее считалась несомненной.

Весьма показательна утяжеленность кислорода карбонатов в жилах месторождения Бранд (южный фланг Фрайбергского рудного поля) по их падению. Сопоставляя эти данные с изменением химического состава подземных вод с глубиной (рис. 79), нельзя не обратить внимания на почти линейную зависимость между изотопным составом кислорода карбонатов и минерализацией вод. Подобная тенденция установлена в подземных водах нефтегазоносных районов Днепровско-Донецкой впадины (Ветштейн и др., 1970).

Как видно на примере Рудногорского района, даже в условиях интенсивной активизации возможно выделять два принципиально различных типа оруденения: 1) стратифицированный, связанный с процессами седиментации и, вероятно, синхронного с ними вулканизма и 2) секущий — трещинно-жильный, обусловленный регенерацией оруденения первого типа и повышенных кларков рудогенных элементов в связи с тектоно-магматической активизацией.

Приведенные выше факты свидетельствуют о достаточно четко выраженных догерцинских металлогенических эпохах и не согласуются с представлением Г. Шнейдерхена (1957) о главной в Европе металлогенической роли герцинского цикла.

Как было показано, пресловутая «металлогеническая специализация» герцинских интрузивных гранитов — явление вторичное, обусловленное ассимиляцией магмой металлов из более ранних месторождений. Герцинский же цикл, как и предшествовавшие ему, проявился в Европе обширным осадочным (и, вероятно, вулканогенно-осадочным) рудогенезом (пермь и триас), а также регенерацией более древних, чем герцинские, месторождений и потенциально-рудоносных формаций.

Интенсивность регенерации была связана, надо полагать, с региональным проявлением герцинской активизации, повлекшей за собой образование разломов и магматизма. В этом отношении мы разделяем представление Г. Шнейдерхена о мобилизации и переотложении минерального вещества ранее сформированных месторождений в ходе тектонических движений с образованием вторичных рудных концентраций. Придавая большое металлогеническое значение процессам активизации, мы видим, прежде всего, их роль в регенерации оруденения и накоплении рудогенных элементов предшествовавших активизаций эпох.

Такой подход дает возможность высказать мнение о природе оруденения в зоне каледонских надвигов Скандинавии.

Помимо рассмотренного стратифицированного оруденения в автохтонном чехле на западном склоне БШ, в подвижной зоне каледонид распространены метасоматические сульфидные месторождения в сланцах, известные в Швеции как тип Ропен, и трещинно-жилные месторождения — тип Насафьял.

В дополнение к преобладающим в месторождениях типа Ропен сульфидам железа и меди руды содержат сфалерит, галенит, иногда арсенопирит, а также серебро. Этот тип оруденения относится к каледонскому времени, исходя из возраста вмещающих пород и изотопного состава рудного свинца (Wickman e. a., 1963).

Жильный тип представлен кварцевыми жилами среди интенсивно деформированных пород, включая милонитизированные граниты, графитовые сланцы и др. Сульфиды количественно подчинены кварцу, а пирротин и сфалерит среди них преобладают над галенитом; халькопирит, пирит и буланжерит — довольно редкие минералы. Галенит здесь содержит около 0,16% серебра.

Оруденение жильного типа отличается от метасоматических руд не только морфологически, но и j -аномальным свинцом. Примечательно, что оба эти типа оруденения максимально проявились в пределах наиболее рудоносной (Лайсвалль) площади — по форме, близкой к равностороннему треугольнику со стороной 100—120 км (см. рис. 35).

Оруденение типа Ропен обычно для зоны каледонид в Норвегии, где предполагается связь его с каледонскими интрузиями. Однако Г. Каутский подчеркнул, что ассоциация оруденения с интрузивами обусловлена структурными причинами (Wickman e. a., 1963).

По минерально-геохимическим особенностям всех трех каледонских типов оруденения можно четко отличать друг от друга тип

Лайсвалль — Вассбо и тип Ропен, тогда как тип Насафьял (жильный) является переходным между ними. В одних случаях последний характеризуется тем же минеральным составом (или очень близким), что и тип Ропен, а в других, подобно месторождению Лайсвалль, в нем существенную роль играет галенит; типичен *j*-аномальный, как в рудах Лайсвалля, изотопный состав рудного свинца в жилах месторождения Насафьял и переменное содержание серебра в сульфидах (между очень низким в Лайсвалле и повышенным в Ропене).

Приуроченность к трещинным крутопадающим жилам, пространственная связь со стратифицированным оруденением и переходные минерально-геохимические особенности указывают на регенерационную природу жильного оруденения типа Насафьял в связи с активизацией, вероятно, каледонского цикла. Активизация обусловила мобилизацию вблизи разрывных структур вещества руд типа Ропен и Лайсвалль — Вассбо и формирование жил типа Насафьял. Представляется, что последние могут быть индикатором оруденения первых двух типов.

Следует подчеркнуть, что начало и конец осадочных макроволн — эпохи трансгрессий — разделены кратковременными моментами резко выраженных регрессий, с которыми хронологически совпадают более или менее крупные орогенические фазы (Страхов, 1949). Поскольку эти фазы сменяют периоды тектонического покоя, благоприятные для осадочного рудообразования, то в зависимости от их интенсивности и форм проявления (метаморфизм, интрузии и т. д.) эффект связи оруденения с эндогенными процессами должен быть более или менее контрастным.

Иногда экзогенное накопление химических элементов может близко во времени совпадать с эндогенной активизацией конкретного блока земной коры, что, надо полагать, способствует ускорению процессов минералообразования. Например, как формирование сульфидно-флюоритового оруденения в цементе песчаников моголевской свиты и трещинных структурах около 600 млн. лет назад.

Но нередко активизацию отделяют от осадочной (первичной) минерализации десятки и сотни миллионов лет: сульфидное оруденение в отложениях «белого» девона и его регенерация в связи с позднегерцинской активизацией 270—290 млн. лет назад в Южном Донбассе, а также образование в Рудногорском районе контрастных трещинно-жильных руд олова и сурьмы переотложением металлов стратифицированных горизонтов верхнего альгонка — кембрия и силура, которое обусловлено позднегерцинской активизацией около 300 млн. лет назад.

Нам представляется, что позицией оруденения в элементарном осадочном ритме Н. М. Страхова и расшифровывается кажущаяся парадоксальность связи явно осадочных минеральных концентраций с тектоорогеническими фазами, а вывод о металлогенетических эпохах и соотношений экзогенных и эндогенных процессов минерализации согласуется с известными выводами А. И. Тугаринова (1963, 1972).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ рудоносности геологических разрезов дал возможность установить региональную специализацию венд-нижнепалеозойских осадочных толщ на сульфиды цветных металлов, флюорит, барит и фосфаты, а также выявить признаки концентрации золота и ртути. Параллельно обнаружались некоторые особенности минерализации синхронных формаций складчатого обрамления платформы, в частности отсутствие флюорита.

Расшифровка эмпирических закономерностей размещения оруденения на основе комплексной интерпретации геологических, геохронологических, литологических, минералогических, геохимических и в том числе изотопных данных разрешает сформулировать суть развиваемой автором генетической концепции.

Стратифицированное оруденение в осадочных толщах венда и нижнего палеозоя западной части Восточно-Европейской платформы является результатом осадочно-диагенетических и катагенетических процессов. Доказательством этого является следующее: связь рудных концентраций с историко-геологическими рубежами, различными по масштабности, но обязательно подчеркнутыми седиментационными перерывами, несогласиями, размывами или резкими литологическими сменами отложений, проявляющимися как в подошве, так и в кровле конкретных рудоносных уровней; локализация рудоносных площадей в контурах региональных конседиментационных поперечных поднятий (выступов) фундамента, осложняющих седиментационные прогибы на склонах щитов, а отдельных месторождений и рудопроявлений — на участках дифференциации (локальные поднятия и депрессии) региональных поднятий; приуроченность оруденения к трансгрессивным и регрессивным сериям осадконакопления в прибрежье и зонах палеошельфа эпиконтинентальных бассейнов; сопряженность процессов формирования коры выветривания и рудных концентраций, источником для которых служила кора выветривания; морфологические и структурно-

текстурные особенности минерализованных тел и руд; стадийность минерализации и минерально-геохимические особенности оруденения.

Установленные минерально-геохимические особенности оруденения свидетельствуют о близких генетических связях рудообразующих растворов и вод нефтегазоносных и эвапорито-галогенных формаций, а выявленные региональные закономерности оруденения и ведущие рудоконтролирующие факторы (стратиграфический, литологический и палеогеоморфологический) обусловлены особенностями тектонического развития западного края платформы. Устойчивая тенденция к выносу рудогенных элементов в седиментационные палеобассейны в процессе химического выветривания и денудации древних ее комплексов наряду с длительно существовавшими благоприятными условиями для накопления эвапоритовых и нефтегазоматеринских отложений явилась предпосылкой для образования своего рода рудного пояса на западных склонах платформы. Поэтому венд-нижнепалеозойские осадочные толщи, помимо рудной специализации, должны быть продуктивными также на нефть, газ и соли.

Нефтегазоносные и эвапорито-галогенные формации более высоких структурных этажей и стратиграфических уровней, распространенные вдоль западного края платформы от Черного до Северного морей, — не только свидетельство унаследованного развития их в более поздние геологические эпохи, но и вероятный индикатор венд-нижнепалеозойских концентраций нефти, газа и солей. По всем имеющимся признакам нефтематеринской является формация черных сланцев, тектоническая активизация которой привела к образованию эпигенетических концентраций углеводородов в породах-коллекторах и структурных ловушках.

В связи с проблемой генезиса стратифицированного оруденения возникает настоятельная необходимость взаимосвязанных исследований эвапорито- и нефтегазоносных венд-нижнепалеозойских формаций, с одной стороны, оруденения вообще и ртутного в частности — с другой. Ибо в соответствии с региональными обобщениями нефти являются своего рода аккумулятором ртути, а фактов совместной миграции углеводородов и ртути становится все больше.

Положительное решение острой проблемы ртутного оруденения представляется реальным при организации специального изучения как нефтегазоматеринских формаций, так и углеводородов различных месторождений.

Принципиально новый подход при расшифровке генезиса стратифицированных месторождений применительно к конкретным объектам Украины и Молдавии дал возможность автору обосновать реальность формирования оруденения с промышленными параметрами на склонах УЩ и выделить первостепенные районы и площади для постановки геологопоисковых и ревизионно-оценочных работ.

Так, открытие баритоносных песчаников в Приднестровье рассматривается как прямое свидетельство сульфидного оруденения по аналогии с крупнейшим в Европе месторождением Лайсвалль, а рудопроявления и точки минерализации в продуктивных толщах Подольского сектора платформы — как первичный ореол рассеивания минерализации на флангах рудных залежей.

Кроме того, продуктивность (рудо-, нефтегазоносность) среднедевонской и раннекаменноугольной эпох на Украине наряду с открытием в последние годы рассолов-илов в грабене Красного моря позволяет обратить внимание на поиски промышленного стратифицированного оруденения в Днепровско-Донецкой впадине, где известные рудопроявления в кепроках соляных куполов могут служить индикаторами месторождений этого типа.

- Айзенберг Д. Е.* Доно-Днепровская металлогеническая провинция.— В кн.: Проблемы металлогении Украины. К., 1964, с. 181—211.
- Асклунд Б.* Каледониды Швеции.— В кн.: Тектоника Европы. М., 1964, с. 83—87.
- Атлас палеографічних карт Української і Молдавської РСР.* К., Вид-во АН УРСР, 1960.
- Бартницкий Е. Н.* Вариации изотопного состава свинца из сульфидов Украины.— Труды XIV сессии Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. М., 1967, с. 151—154.
- Белевцев Я. Н.* Метаморфогенные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 648—712.
- Бескопыльный В. Н.* Об основном очаге нефтеобразования в Припятском нефтегазоносном бассейне.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, с. 169—172.
- Бетехтин А. Г.* О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 3, с. 3—26.
- Бетехтин А. Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1953.
- Бирюлева Л. В.* К минералогии нижнедевонских медистых песчаников Приднестровья.— Вopr. минералогии осадочных образований, 1966, кн. 7, с. 159—166.
- Богданов А. А.* Каледонское складчатое сооружение.— В кн.: Тектоника Европы. М., 1964, с. 69—71.
- Богданов А. А.* Восточно-Европейская платформа. Введение.— В кн.: Тектоника Европы. М., 1964, с. 23—27.
- Бойко А. К., Нечаев С. В., Котловська Ф. І.* Час проявлення прогресивного метаморфізму у білопоточській світі Мармароського масиву.— Довов. АН УРСР. Сер. Б, 1974, № 1, с. 963—965.
- Бойко А. К., Бартницкий Е. Д., Елисеєва Г. Д. и др.* Результаты первого исследования по цирконовой хронологии кристаллического ядра Восточных Карпат.— Геол. журн. АН УССР, 1975, 35, вып. 2, с. 112—116.
- Бойчук М. Д., Жиленко Л. А., Кирикилица С. Н., Нечаев С. В.* О ртутном оруденении Волновашской металлогенической зоны.— Геол. журн. АН УССР, 1968, 26, вып. 3, с. 104—105.
- Браун Дж. С.* Рудные свинцы и изотопы.— В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., 1969, с. 124—174.
- Бубнов С. Н.* Основные проблемы геологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1960. 223 с.
- Бурксер Е. С.* О миграции свинца в монаците и настуране.— Бюл. Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. М., 1962, с. 48—52.
- Валяшко М. Г.* Геохимия вод континентов.— МГК, 24 сессия. Докл. сов. геологов. Геохимия. М., 1972, с. 122—128.

- Васильев В. А.* Геохронология докембрия южной Прибалтики.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1968, с. 160—171.
- Ватцнауэр А., Семененко Н. П., Зайдис Б. Б. и др.* Обсуждение некоторых данных о возрасте пород северного края Богемского массива, полученных физическими методами определения абсолютного возраста.— Труды XIII сессии Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. М., 1966, с. 409—414.
- Вахер Р. М., Куусалу Т. И., Пуура В. А., Эрисалу Э. К.* О геологическом положении сульфидных рудопроявлений в районе Улясте.— В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, с. 33—55.
- Великанов В. А.* Новые данные о генезисе флюоритов Среднего Приднестровья.— В кн.: Конституция и свойства минералов. К., 1967, с. 120—126.
- Великанов В. А., Шелкопяк В. Я.* Термолюминесценция кальцитов из докембрийских образований Могилевского Приднестровья.— Геол. журн. АН УССР, 1970, 30, вып. 3, с. 145—148.
- Великанов В. А.* Стратиграфия и тектоника верхнедокембрийских отложений Подольского Приднестровья и некоторые закономерности локализации флюоритового и свинцово-цинкового оруденения. Автореф. канд. дис. К., 1971. 26 с.
- Великанов В. А., Нечаев С. В.* Геологические факторы локализации флюоритового и сульфидного свинцово-цинкового оруденения в верхнепротерозойских отложениях юго-западного склона Украинского щита.— В кн.: Вещественный состав осадочных руд и вопросы их обогащения. К., 1972, с. 4—19.
- Веретенников Н. В.* Тилитоподобные породы верхнего докембрия Белоруссии и их генезис.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1968, с. 29—50.
- Ветштейн В. Е., Гуцало Л. К., Малюк Г. А.* Закономерности распределения кислорода -18 в подземных водах нефтегазоносных районов Днепровско-Донецкой впадины.— III Всесоюз. симпозиум по применению стабильных изотопов в геохимии. Тезисы докл. М., 1970, с. 79.
- Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Виноградов В. И.* Изотопный состав серы и вопросы генезиса стратиформных месторождений свинца и цинка.— Литология и полезные ископаемые, 1969, № 5, с. 60—68.
- Виноградов В. И.* Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. Автореф. докт. дис. М., 1975. 41 с.
- Воловник Б. Я.* Петрология и минералогия трапповой формации Вольно-Подольи. Автореф. канд. дис. Львов, 1971. 16 с.
- Волочаев Ф. Я.* Допалеозойские коры выветривания.— IX Всесоюз. литолог. совещ. М., 1970, с. 37—38.
- Волпин М., Шилов А.* Разгадка давнего парадокса.— Правда, 1975, 22 марта.
- Воссанчук С. С.* О некоторых условиях образования рифейских отложений Подольи. Вопросы стратиграфии, литологии и палеонтологии нефтегазоносных районов Украины.— Труды Укр. НИГРИ, 1959, вып. 1. М., с. 75—78.
- Вулчин Е. I.* Микроэлементы в породах рифейской товці західного схилу Українського кристалічного щита. К., «Наук. думка», 1964. 176 с.
- Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л.* Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968. 368 с.
- Гейер П.* Докембрий Швеции.— В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967, с. 98—153.
- Герлинг Э. К., Искандерова А. Д.* К вопросу об эволюции изотопного состава свинца в морской воде.— III Всесоюз. симпозиум по применению стабильных изотопов в геохимии. Тезисы докл. М., 1970, с. 2—3.
- Глушко В. В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., «Недра», 1968. 264 с.
- Гончаров Г. С.* Проявления полиметаллического оруденения Эстонской ССР.— Сов. геология, 1964, № 7, с. 127—132.

Горецкий Ю. К. Об условиях формирования и некоторых закономерностях в размещении осадочных и осадочно-метаморфизованных рудных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 1, с. 13—29.

Горохов И. М., Мельников Н. Н., Варшавская Э. С. и др. Рубидий-стронциевый возраст древнейших метаморфических пород северо-западной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты).— Тезисы докл. 18-й сессии Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. М., 1973.

Гриненко В. А. Изотопный состав различных форм серы в осадочных породах Русской платформы.— III Всесоюз. симпозиум по применению стабильных изотопов в геохимии. М., 1970, с. 4—5.

Егоров А. П. Пояса углеобразования и нефтегазоносные зоны земного шара. Ростов, Изд-во Рост. ун-та, 1960. 184 с.

Дегенс Э. Т. Распределение устойчивых изотопов в карбонатах.— В кн.: Карбонатные породы. М., 1971, с. 141—153.

Древин А. Я. и др. Металлоносность и фтороносность рифейско-нижнепалеозойских структур западного склона Украинского щита.— В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. К., 1968.

Еременко Н. А., Панкина Р. Г. Об эволюции солевого состава океана на основании S^{32}/S^{34} сульфатной серы.—МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Геохимия. М., 1972, с. 36—42.

Ермаков Н. П. Геококсмохимическая классификация включений в минералах.—МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Геохимия. М., 1972, с. 145—153.

Жовинский Э. Я. Петрография и постседиментационные изменения домезозойских осадочных пород Подольского Приднестровья. Автореф. канд. дис. К., 1969. 32 с.

Жуков Ф. И., Нечаев С. В., Радзиховский В. Ф. Структурное и стратиграфическое положение оруденения в домезозойском комплексе Раховского массива.— В кн.: Рудообразование и металлогения. К., 1971, с. 44—52.

Заика-Новацкий В. С. Первый представитель эдиакарской фауны в венде Русской платформы.— Палеонтол. журн., 1968, 2.

Заика-Новацкий В. С., Третьяк А. Н. Палеомагнетизм венды Подолья.— Тезисы докл. совещ. по верхнему докембрию (рифею) Рус. платформы. М., 1974, с. 49—54.

Зарицкий А. И. Условия формирования и особенности размещения флюоритовых месторождений в Восточном Приазовье. Автореф. канд. дис. Днепропетровск, 1968. 28 с.

Зацха Б. В. и др. О генезисе и геохимических особенностях ртутного оруденения южной части Донбасса.— Геол. журн. АН УССР, 1972, 32, вып. 2, с. 102—109.

Зелізна С. Т., Плакса Я. П., Фільц Д. Бітумінологічне дослідження міньковецьких відкладів Придністров'я.— Геологія та геохімія горючих копалин, 1971, вип. 25, с. 79—86.

Заяц В. Б., Нечаев С. В., Сонкин Л. С. Поведение микроэлементов в каолиновом профиле выветривания.— Геол. журн. АН УССР, 1974, 34, вып. 6, с. 65—74.

Івантишин М. М. Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита. К., Вид-во АН УРСР, 1960. 244 с.

Йенсен М. Л. Изотопы серы и проблемы минерогенеза.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 129—147.

Казаков А. В. Фторapatитовая система равновесий в условиях образования флюорита в осадочных породах.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР. Геол. сер. 1950, вып. 114, с. 1—4.

Казаков Г. А. Абсолютный возраст докембрийских осадочных толщ западной и юго-западной части Русской платформы (Белоруссия, северо-западная Украина, Молдавия) и их корреляция.— Бюл. Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. М., 1970, вып. 9, с. 95—103.

Казаков Р. С. Новый тип баритового оруденения на южном Урале.— ДАН СССР, 1972, 296, № 4, с. 962—963.

Кауч Э. Геохимические проблемы при проведении металлогенического анализа и составлении металлогенических карт на территории ГДР.— Труды геохим. конф.

«Химия земной коры», посвящ. 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского. Т. 2. М., 1964, с. 567—580.

Кельбель Г. Строение фундамента Польско-Германской низменности.— В кн.: Тектоника Европы. М., 1964, с. 156—161.

Келлер Б. М. Основные проблемы стратиграфии рифея Русской платформы.— Тезисы докл. совещ. по верхнему докембрию (рифею) Рус. платформы. М., 1974, с. 11—14.

Кирьянов В. В. Стратиграфия и акритархи нижнего кембрия Воыно-Подольи. Автореф. канд. дис. К., 1971. 28 с.

Кляревский В. М., Федоренко Я. Д. Изотопный состав свинца осадочных толщ Прибалтики.— III Всесоюз. симпозиум по применению стабильных изотопов в геохимии. М., 1970, с. 63—64.

Комлев Л. В. и др. О геологическом значении региональных процессов омоложения в древних формациях юго-запада Украинского кристаллического щита. Геохимия, 1962, № 3, с. 195—206.

Константинов М. М. Происхождение стартифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963. 183 с.

Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965. 312 с.

Красильщикова О. А. Связь люминесцентных свойств флюорита с его минерало-геохимическими особенностями. Автореф. канд. дис. К., 1970. 26 с.

Краускопф К. Осадочные месторождения редких металлов.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., 1959, с. 338—432.

Крашенинникова О. В. Древние свиты западного склона Украинского кристаллического щита. К., Изд-во АН УССР, 1956. 195 с.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 312 с.

Курочка В. П. Циклы осадконакопления древнепалеозойских отложений Приднестровья и фациальная приуроченность к ним глинистых минералов, микроэлементов и некоторых полезных ископаемых. Автореф. канд. дис. Минск, 1959. 39 с.

Лазаренко Е. К., Сребродольский Б. І. Мінералогія Поділля. Львів, Вид-во Львів. ун-ту, 1969. 346 с.

Лендзион К., Михняк Р., Розанов А. Литостратиграфическая корреляция позднего докембрия и нижнего кембрия Свентокшишских гор и северо-западной части Русской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 85—96.

Лисицына Н. А. Геохимия коры выветривания основных пород и руд. М., «Наука», 1968, с. 5—47.

Лялько В. И., Вовк И. И. Международный симпозиум «Взаимодействия в системе вода — горная порода». — Геол. журн. АН УССР, 1975, 35, № 2, с. 145—147.

Макухіна Г. О. Петрография дайково-эфузивного комплексу південно-західного Донбасу. К., Вид-во АН УРСР, 1961. 143 с.

Махнач А. С. Фации и палеогеография позднего докембрия Припятского прогиба смежных районов.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1968, с. 5—28.

Махнач А. С., Веретенников Н. В., Шкуратов В. М. Стратиграфическая схема верхнего протерозоя Белоруссии.— Докл. АН БССР, 1974, 18, № 5, с. 453—456.

Менакер Е. А., Федоренко Я. Д. Распределение ряда химических элементов в докембрийских и кембрийских отложениях осадочного чехла и породах фундамента Латвии.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1968, с. 94—103.

Медведев А. П. Про природу Львівського прогину.— Геологія і геохімія горючих копалин, 1971, № 25, с. 63—69.

Менс К. А., Пиррус Э. А. Вендские отложения Прибалтики и литогенетические особенности их формирования.— Тезисы докл. совещ. по верхнему докембрию (рифею) Рус. платформы. М., 1974, с. 84—87.

Меро Дж. Минеральные богатства океана. М., «Прогресс», 1969. 440 с.

Мобус Г. Обзор геолого-тектонических особенностей строения Центральной Европы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 1, с. 90—124;

Наливкин В. Д., Ронов А. Б., Хаин В. Е. Общие закономерности развития Русской платформы и ее геосинклинального обрамления.— В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М.—Л., 1964, с. 194—211.

Наумов Г. Б. Проблема теории рудообразования и идея цикличности геохимических процессов.— В кн.: Пути познания Земли. М., 1971, с. 103—117.

Нечаев С. В. Особливості металоносності південної окраїни Донбасу.— Геол. журн. АН УРСР, 1959, 19, вип. 3, с. 51—58.

Нечаев С. В. К вопросу о генезисе доломитов и доломитизированных известняков юго-западной окраины Донбасса.— ДАН СССР, 1959а, 124, № 5, с. 1117—1119.

Нечаев С. В. Навколотрищинний метасоматоз в районі Волноваської зони розломів та його розшукове значення.— Геол. журн. АН УРСР, 1963, 23, вип. 6, с. 66—71.

Нечаев С. В. Розподіл деяких елементів у нижньопалеозойських сланцевих товщах західних Саксонських Рудних гір.— Геол. журн. АН УРСР, 1967, 27, вип. 2, с. 27—38.

Нечаев С. В. Сопоставление верхнедокембрийских комплексов Вольно-Подольи и Богемского массива.— Геол. журн. АН УССР, 1968, 28, вып. 5, с. 90—95.

Нечаев С. В. О рудных комплексах в позднедокембрийско-нижнепалеозойских формированиях Советских Карпат, Чешского массива и Вольно-Подольи. Будапешт, Изд-во АН ВНР.— Acta geol. Acad sci Hung, 1969, 13, с. 267—275.

Нечаев С. В. О влиянии процессов контактового метаморфизма на миграцию рассеянных в горных породах металлов.— В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования (тезисы докладов на межведомственном научном совещании по метаморфогенному рудообразованию). К., 1969а, с. 313—314.

Нечаев С. В., Зайдис Б. Б., Великанов В. А. Новые данные геохронологических исследований пород позднедокембрийской вулканогенно-осадочной формации Подольского Приднестровья.— Геол. журн. АН УССР, 1969, 29, вып. 2, с. 72—75.

Нечаев С. В. Минерализация Волноватской зоны разломов. К., «Наук. думка», 1970. 172 с.

Нечаев С. В. Закономерности размещения и генезис полиметаллического оруденения в верхнепротерозойско-нижнепалеозойских формированиях юго-западной окраины Украинского щита.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. К., 1971, вып. 1, с. 80—109.

Нечаев С. В. Зональность и некоторые вопросы генезиса флюоритового и сульфидного свинцово-цинкового оруденения в Подольском Приднестровье.— Геохимия и рудообразование, 1972, № 1, с. 64—76.

Нечаев С. В., Сонкин Л. С. Геохимия микроэлементов в коре выветривания кристаллических комплексов западной части Украинского щита.— Геол. журн. АН УССР, 1972, 32, вып. 3, с. 60—72.

Нечаев С. В., Бартницкий Е. Н. Изотопный состав свинца галенитов из рудопоявлений юго-западного склона Украинского щита и проблема источника рудогенных элементов.— Геохимия, 1972, № 10, с. 1177—1188.

Нечаев С. В. Флюорито-барито-сульфидная формация запада Русской платформы. Препринт ИГФМ АН УССР. К., 1974. 55 с.

Нечаев С. В. Геохронология позднедокембрийских толщ юго-западного склона Русской платформы.— Тезисы докл. совещ. по верхнему докембрию (рифей) Рус. платформы. М., 1974а, с. 43—47.

Нечаев С. В. Концентрация барита в позднедокембрийских песчаниках Молдавского Приднестровья.— Геол. журн. АН УССР, 34, № 5, 1974б, с. 152—154.

Нечаев С. В. Вулканогенно-осадочные формации Подольского Приднестровья и их металлоносность.— В кн.: Критерии прогноза месторождений Украинского щита и его обрамления. К., 1975, с. 500—508.

Озерова Н. А. и др. Изотопный состав серы в рудах некоторых месторождений западной части Средиземноморского ртутного пояса.— В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., 1973, с. 275—310.

Пальмер Х. Закономерности полиметаллического оруденения на территории Эстонской ССР.— В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Т 2. К., 1960, с. 49—55.

- Пальме Х. О признаках нефти в каменоломне Палукиола на острове Хийу-маа.— Изв. АН ЭССР. Сер. химия — геология, 1967, 16, № 4, с. 344—345.
- Панов Б. С. Флюорит в Донецком бассейне. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1965. 99 с.
- Панов Б. С. О некоторых вопросах рудоносности Донецкого бассейна в связи с изотопным составом его свинцов.— Минерал. сборник Львов. ун-та, 1967, 21, вып. 1, с. 82—91.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1968. 332 с.
- Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. М., «Недра», 1967. 343 с.
- Реддер Э. Флюидные включения как реликты рудообразующих флюидов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 428—478.
- Ронов А. Б. Геохимия фтора в осадочном процессе.— Геохимия, 1974, № 11, с. 1587—1612.
- Ротай А. П. Геологические работы в Донецком бассейне летом 1928—1929 гг. ОНТИ, 1934. 32 с.
- Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972. 446 с.
- Самойлов О. Я., Соколов Д. С. Связь вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения молекул воды и ионов в растворах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 9, с. 72—80.
- Саложников Д. Г. Формация коры выветривания и связанные с ней рудные месторождения.— IX Всесоюз. литол. совещ. Тезисы докл. М., 1970, с. 39—41.
- Семенов Н. П., Бурксер Е. С., Ивантишин М. Н. Возрастные группы минерализации пород Украины в абсолютном летоисчислении.— XXI сессия МГК, проблема 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций. М., 1960, с. 112—131.
- Семенов Н. П. Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. К., «Наук. думка», 1968. 169 с.
- Семенов Н. П. и др. Геохронологическое обоснование нижней возрастной границы Криворожской серии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11, с. 18—29.
- Семенов Н. П. Геохимическая кислородно-водородная модель Земли. Препринт ИГФМ АН УССР. К., 1974. 16 с.
- Смирнов В. И. На международном симпозиуме по генезису стратифицированных свинцово-цинково-барит-флюоритовых месторождений.— Геология рудных месторождений, 1966, № 4, с. 7—14.
- Смирнов С. И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М., «Недра», 1971. 216 с.
- Соколов Б. С. Поздний докембрий. Ранний палеозой.— В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., 1964.
- Соколов Б. С. Венд Русской платформы: его границы, расчленение и стратиграфические аналоги.— Тезисы докл. совещ. по верхнему докембрию (рифью) Рус. платформы. М., 1974, с. 3—10.
- Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 6, с. 70—111.
- Страхов Н. М. Диагностические осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 12—49.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. 2. Т. 1—3. М., 1962—1963.
- Страхов Н. М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах.— В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968, с. 102—133.
- Страхов Н. М. О программе и методике изучения геохимии элементов в осадочном цикле.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 9, с. 3—16.
- Тейлор Р. П. мл. Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 100—128.
- Тимофеева З. В. Изменение изотопного состава серы пирита в процессе постсидиментационных изменений осадочных пород.— IV Всесоюз. симпозиум геохим. стабильных изотопов. Тезисы докл. М., 1972, с. 169—170.
- Ткачук Л. Г., Жовинский Э. Я. Металлогенетические особенности древних толщ Приднестровья.— Геол. журн. АН УССР, 1968, 28, вып. 1, с. 72—77.

Тугаринов А. И. Изотопный состав свинца свинцовых рудопоявлений Приднестровья. — Геохимия, 1960, № 4, с. 298—304.

Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. — Труды геохим. конф. «Химия земной коры», посвящ. 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского. М., АН СССР, 1963, с. 153—177.

Тугаринов А. И., Зыков С. И. Возраст и геохимические особенности свинцовых рудопоявлений Украины. — Геохимия, 1956, № 3, с. 42—49.

Тугаринов А. И. Об эволюции рудообразования в истории Земли. — МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Геохимия, М., 1972, с. 43—49.

Тулмин П., Кларк С. П. м. Температурные условия рудообразования. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 367—388.

Уолплер Дж., Калл Дж. Изучение изотопов свинца осадочных пиритов. — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., 1969, с. 97—123.

Усенко И. С., Бернадская Л. Г., Котловская Ф. И. Новые данные определения абсолютного возраста постпротерозойских эффузивных пород. — Геол. журн. АН УССР, 1958, 18, вып. 5, с. 83—88.

Федоренко Я. Д. Фторометрическая съемка при поисках месторождений плавленого шпата в условиях Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Л., 1964. 47 с.

Федоренко Я. Д., Менакер Е. А. Распределение свинца в девонских отложениях Латвии. — Сов. геология, 1969, № 10, с. 92—106.

Фурман Е. П. О минералогии фосфоритовых месторождений Приднестровья. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов, 1954, с. 49—58.

Хаин В. Е. О покровной структуре Раховского массива (Восточные Карпаты). — Вестн. Моск. ун-та, 1968, геология, 5, с. 5—23.

Хаин В. Е. и др. Об участии метаморфических пород Мармароша в покровной структуре советской части Карпат. — Материалы 8-го и 9-го съездов КБГА. К., 1974, с. 122—135.

Холланд Г. Д. Жильные минералы в гидротермальных месторождениях. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 325—366.

Хольтедаль О. Каледониды Норвегии. — В кн.: Тектоника Европы. М., 1964, с. 74—82.

Цегельнюк П. Д. Фауна брахиопод и биостратиграфическое расчленение ордовикских, силурийских и нижнедевонских отложений Приднестровья. — Автореф. канд. дис. К., 1969. 22 с.

Чоу Ц., Паттерсон К. Распределение и значение изотопов свинца в пелагических осадках. — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., 1969, с. 51—90.

Чумаков Н. М. Верхнедокембрийские ледниковые отложения Европейской платформы, их формации и стратиграфическое значение. — Тезисы докл. совещ. по верхнему докембрию (риффею) Рус. платформы. М., 1974, с. 15—19.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1, с. 5—62.

Шатский Н. С. О марганцевоносных формациях в металлогении марганца. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4, с. 3—37.

Шнейдерхён Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе. — В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М., 1957, с. 11—62.

Швецов М. С. К вопросу о диагенезе. — Междунар. седиментал. конф. Докл. сов. геологов. М., 1960, с. 153—161.

Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., «Мир», 1968. 225 с.

Шульга П. Л., Зайка-Новацкий В. С. Верхнедокембрийские образования Воляно-Подолья. — Тезисы докл. совещ. по верхнему докембрию (риффею) Русской платформы. М., 1974, с. 55—58.

Щербак Н. П. Геохронология докембрия и петрология гранитов западной части Украинского щита. Автореф. докт. дис. К., 1970. 39 с.

Эллис А. Дж. Химия некоторых исследованных геотермальных систем. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 389—427.

Юргенсон Э. А. Силурийские метабентониты Эстонской ССР.— В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, с. 87—99.

Asklund B. The geology of the Caledonian Mountain Chain and of adjacent areas in Sweden.— In: Description to accompany the map of the Pre-Quaternary rocks of Sweden, Sverig. geol. undersökning, 1960, N 16, p. 126—149.

Baumann L. Die Mineralparagenesen des Erzgebirge — Charakteristik und Genese.— Freiberg. Forsch. H., C 230, 1968, S. 218—239.

Baumann L. Zur Erzführung und regionalen Verbreitung des «Felsithorizontes» von Halsbrücke.— Freiberg. Forsch. H., C 186, 1965, S. 63—82.

Berg G. Zonal distribution of ore deposits in Central Europe.— Econ. Geol., 1927, 22, p. 113—132.

Brown J. S. Ore leads and isotopes.— Econ. Geol., 1962, 57, p. 673—720.

Brown J. S. Ore lead isotopes of the British isles and Scandinavia.— Econ. Geol., 1966, 61, p. 1191—1204.

Čadek J., Malkovskiy M. Transport of fluorine in neutral waters and precipitation of fluorite at low temperatures.— Acta Univer. Carolinae, Geol., 1966, 4.

Gavelin S., Parwel A., Ryhage R. Sulfur isotope fractionation in sulfide mineralization.— Econ. Geol., 1960, 55, p. 510—530.

Grip E. The lead deposits of the eastern border of the Caledonides in Sweden.— XXI Int. Geol. Congr. Pt. XVI, Copenhagen, 1960, p. 149—159.

Grip E. On the genesis of the lead ores of the Eastern border of the Caledonides in Scandinavia.— Econ. Geol. Monograph., 3, 1967, p. 208—218.

Harlass E., Schützel H. Zur paragenetischen Stellung der Uranpechblende in den hydrothermalen Lagerstätten den westlichen Erzgebirges.— Z. angew. Geol., Berlin, 1965, 11, S. 569—582.

Harzer D. Isotopengeochemische Untersuchungen (^{18}O und ^{13}C) an hydrothermalen Mineralen aus Ganglagerstätten der DDR.— Freiberg. Forsch. H., C 247, 1970, S. 23—86.

Hedström H. Fosforitbollar från Visingsöserien? — Sverig. Geol. Undersökning. Ser. C, 1930, N 361, S. 3—8.

Hoth K., Lorenz W. Die skarnhöfjigen Horizonte des westlichen Erzgebirges.— Geologie, 1966, H. 7, S. 769—799.

Kantor J., Rybar M. Isotopes of ore-lead from several deposits of West Carpathian crystalline.— Geol. Sb. XV, 2, Bratislava, 1964, p. 285—297.

Kautsky F. Die Unterkambrische Fauna vom Aistjakk in Lappland.— Geol. Fören. Förhandl. Stockholm, 1945, Bd 67, S. 129—211.

Kautsky G. Die kaledonischen Sulfiderze und die paläogenen Prozesse.— Geol. Fören. Förhandl., 1948, 70, S. 357—359.

Kautsky G. Stratigraphische Grundzüge im westlichen Kambrosilur der skandinavischen Kaledoniden.— Geol. Fören. Förhandl. Stockholm, 1949, 71, H. 2, S. 253—284.

Kossmat F., Pietzsch K. Geologische Übersichtskarte von Sachsen, M. 1 : 400 000. Leipzig, 1930.

Kulling O. On the Caledonides of Swedish Lappland.— In: Description to accompany the map of the Pre-Quaternary rocks of Sweden. Stockholm, Sverig. geol. undersökning, 1960, N 16, p. 150—177.

Legierski I., Vaněček M. The use of isotopic composition of common lead for the solution of metallogenetic problems of the Czech massif.— Prag. Krystallinikum, 1965, 3, p. 87—98.

Legierski I., Sattran V. Blei-Isotope in Galeniten des Böhmisches Massivs.— Freiberg. Forsch. H., C 209, 1967.

Lilljequist R. Caledonian geology of the Laisvall area, Southern Norrbotten, Swedish Lapland.— Stockholm, Sverig. Geol. Undersökning. Ser. C. 1973, N 691, 67, 43 p.

Neščajew S., Fritsch E. Wesenszüge einer neuentdeckten Antimonvererzung, im Gebiet von Dorchemnitz — Hormersdorf.— Zeitschr. angew. Geol., Berlin, 1966, 10, 12, S. 505—511.

Nečaeov S. Über die stratigraphische Stellung und den Stoffbestand der erzführenden Horizonte im westlichen Erzgebirge.— Berlin, Ber. D. G. Geol. Wiss., B, 1968, N 13, H. 4, S. 445—467.

Magnusson N. H. The Swedish Precambrian outside the Caledonian Mountain Chain.— In: Description to accompany the map of the Pre-Quaternary rocks of Sweden. Stockholm, Sverig. geol. undersökning, 1960, N 16, p. 5—68.

Ödman O. Copper ores of the «red beds» type from Visingsö, Sweden. Stockholm.— Sverig. geol. undersökning, 1942, 36, № 444. 26 p.

Oelsner O. Die pegmatitisch-pneumatolitischen Lagerstätten des Erzgebirges mit Ausnahme der Kontaktlagerstätten. Berlin, 1962. Freib. Forsch. H., C. 4.

Percy J. Q. Sandsten och Kvarzit med flusspatcementerade. — Geol. Fören. Förhände, Stockholm, 1961, 83, N 2, S. 157—161.

Pilot J., Legierski J., Rösler H. J. Pb- und S-Isotopen-Untersuchungen an Freiburger und anderen Erzlagerstätten. Berlin.— Geologie, 1970, H. 1, S. 41—55.

Rösler H. J., Pilot J. Die zeitliche Einstufung der sächsischen-thüringischen Ganglagerstätten mit Hilfe der K-Ar-Methode.— Freiberg. Forsch. H., C. 209, 1967, S. 87—98.

Smejkal V. The absolut age of some igneous and metamorphosed rocks of the Bohemian Massif determined by the Potassium — Argon methode.— Praha, 1964. Sbornik geol. ved. rada G, sv. 4, s. 121—134.

Superceanu C. I. Die Geosinklinal — Lagerstättenprovinz Rumaniens.— Stuttgart, 1967, Geol. Rundschau, 56, H. 3, S. 949—972.

Svoboda J. Regional geology of Czechoslovakia. P. 1. Prague, The Bohemian Massif, 1966. 668 p.

Tegengren F. R. Vassbo blymalmsfyndighet i Idre och dess geologiska inramning.— Stockholm, 1962, Sverig. geol. undersökning, 56, N 2. 61 p.

Thorslund P. The Cambro — Silurian.— In: Description to accompany the map of the Pre — Quaternary rocks of Sweden.— Stockholm, Sverig. geol. undersökning, N 16, S. 69—110.

Thorslund P., Jaanusson V. The cambrian, ordovician, and silurian in Västergötland, Närke, Dalarna, and Jämtland, Central Sweden.— The geol. survey of Sweden, XXI session Int. Geol. Congr., 1960. 51 p.

Tischendorf G. e. a. Zur Lage der Granitoberfläche in Erzgebirge und Vogtland mit Bemerkungen über ihre Bedeutung für die Verteilung der endogenen Lagerstätten.— Zeitschr. angew. Geol., 11, H. 8, 1965, S. 410—423.

Vinogradov A. P., Tugarinov A. I. e. a. Über das Alter der kristallinen Gesteine Zentraleuropas.— Freib. Forsch. H., C. 124, 1962.

Wickman F. E. e. a. Isotopic constitution of ore lead in Sweden.— Stockholm, 1963, Arkiv för Min. och Geol., 3, N 11, p. 193—257.

Welin E. Till kännedomen om sulfidmalmerna och de zonerade zinkbländena i Boda och Solleröns kommuner, Koppabergs län (English Summ.).— Geol. Fören. Förhandl., 81, 1959, S. 495—513.

Winogradov A. P., Tugarinow A. I. e. a. Über das Alter der Granite und Erzvorkommen in Sachsen.— Freib. Forsch. H., Berlin, 1959, S. 73—85.

	Предисловие	3
Глава I.	Геологический очерк	5
	Характеристика вендских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточно-Европейской платформы	5
	Юго-западный (Подольский) сектор платформы	5
	Северо-западный (Скандинавский) сектор платформы	14
	Главные циклы венд-раннепалеозойской геологической истории	18
	Байкальский цикл	18
	Каледонский цикл	20
Глава II.	Региональные геологические закономерности локализации и факторы контроля оруденения	28
	Стратиграфическое положение и вещественный состав оруденения	28
	Палеогеографические условия формирования рудовмещающих толщ	46
	Особенности рудоносных разрезов	46
	Нижневалдайский разрез	46
	Нижнекембрийский разрез	53
	Среднекембрийский — нижнеордовикский разрез	54
	Средне-верхнеордовикский разрез	55
	Нижнесилурийский разрез	55
	Нижнедевонский разрез	56
	Рудоконтролирующие структуры	57
Глава III.	Генезис стратифицированного оруденения	66
	Источники рудообразующих компонентов	66
	Геохимические данные о природе источников рудогенных элементов и рудообразующих растворов	69
	Рудогенные элементы в породах и минералах областей сноса	69
	Поведение и масштабы выноса рудогенных элементов при выветривании	72

Источники рудного вещества по изотопным данным	86
Стадийность и процессы минерализации	105
Рудные минеральные ассоциации и последовательность минералообразования	105
Минерально-геохимические особенности оруденения и условия рудообразования	123

Глава IV. Тектоно-магматическая активизация и рудообразование

Рудообразование в условиях слабой активизации	141
Рудообразование в условиях ограниченной активизации	143
Рудообразование в условиях интенсивной активизации	153
Заключение	178
Литература	181

*Сергей
Валентинович
Нечаев*

Геолого-геохимическая
природа оруденения в осадочном
чехле западной части
Восточно-Европейской платформы

*Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов АН УССР*

Редактор *Н. Я. Чехович*

Оформление художника *В. Г. Самсонова*

Художественный редактор *Г. И. Малинкович*

Технический редактор *Т. С. Березяк*

Корректоры *Р. Б. Шапиро, Э. П. Школьник, Д. Я. Канер*

Информ. бланк № 1074.

Сдано в набор 8.07.77. Подписано в печать 12.01.78 г. БФ 10668. Формат 60×90₁₆. Бумага типогр. № 1. Лит. гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 12,0. Учетно-изд. л. 12,33. Тираж 500 экз. Зак. 7—1904. Цена 2 руб.

Издательство «Наукова думка», 252601, Киев-601, ГСП, ул. Репина, 3.

Отпечатано с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, Киев, ул. Довженко, 3 в областной книжной типографии Львовского облполиграфиздата, Львов. ул. Стефаника, 11. Зак. 3151

2 руб.

3759

«НАУКОВА ДУМКА»