

*Н. А. ОЗЕРОВА*

# РТУТЬ И ЭНДОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

*Н. А. ОЗЕРОВА*

# РТУТЬ И ЭНДОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

4697  
Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР  
Н. П. ЛАВЕРОВ



МОСКВА  
"НАУКА"  
1986



О з е р о в а Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986.

В работе рассмотрены генетические аспекты образования ртутьсодержащих месторождений, и в первую очередь вопросы источников ртути и серы. Показано, что ртуть образует промышленные концентрации в гидротермальных рудных месторождениях различного состава, а также в газовых и газонефтяных. Описаны факторы, определяющие ртутоносность месторождений. По ртутьсодержащим рудным и газонефтяным месторождениям выделены ртутно-рудные пояса нового типа. Рассмотрены геолого-исторические аспекты эволюции ртутного и ртутьсодержащего оруденения в истории развития линейных подвижных зон земной коры и в истории развития Земли. Приведены сведения о новых областях применения ртутометрии.

Книга представляет интерес для специалистов, занимающихся проблемами геохимии, геологии рудных месторождений и металлогении. Табл. 55, ил. 48, библиогр. 149 назв.

#### Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук

В.П. ФЕДОРЧУК,

кандидат геолого-минералогических наук

Н.Г. ДЕМИДОВА

Нина Александровна О з е р о в а

#### РТУТЬ И ЭНДОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

*Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР*

Редактор Н.Г. Демидова. Редактор издательства В.И. Бондаренко  
Художник С.В. Резников. Художественный редактор М.Л. Храмцов  
Технические редакторы Г.П. Каренина, И.И. Джиоева  
Корректор Т.И. Шеповалова

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31264

Подписано к печати 24.09.86. Т — 15149. Формат 60 × 90 1/16  
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл.печл. 14,5+0,6 вкл. Усл.кр.-отт. 15,1. Уч.-издл. 18,7  
Тираж 800 экз. Тип.зак. 720. Цена 3 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

## ВВЕДЕНИЕ

Ртуть является важным видом минерального сырья. Она широко используется в различных областях промышленности, особенно в химической и электронной. Традиционно ее использование в лечебных целях. Основным источником ртути остаются киноварные месторождения, но в последнее время возрос интерес к ртутьсодержащим месторождениям, откуда она извлекается как попутный компонент главным образом в целях охраны окружающей среды, поскольку металлическая ртуть и некоторые ее соединения токсичны. В этой связи изучение ртутоносности рудных и газонефтяных месторождений является исключительно важной задачей. Весьма актуальными продолжают оставаться также поиски собственно ртутных месторождений главным образом в рудных провинциях, где находятся действующие горнорудные предприятия. Решению всех этих вопросов должны способствовать, с одной стороны, исследования в области теории рудообразования ртутных и ртутьсодержащих месторождений, а с другой — теоретические разработки в области методов их поисков. В настоящей работе рассмотрены проблема ртутоносных рудных и газонефтяных месторождений, источники рудного вещества ртутных и ртутьсодержащих месторождений, закономерности размещения повышенных концентраций ртути в земной коре, геолого-исторические аспекты эволюции ртутного и ртутьсодержащего оруденения, а также приложение ртутьметрии для совершенствования теории рудообразования и разработки теории и практики геохимических методов поисков. Особо рассмотрены вопросы попутного извлечения ртути из рудных и газонефтяных месторождений, в первую очередь имея в виду санитарный аспект.

Исходный фактический материал собран автором во время полевых работ в Закарпатье, Донбассе, в центральных районах РСФСР, на Кавказе, в Средней Азии, Сибири, Забайкалье, Якутии, на Чукотке, Камчатке и Курильских островах. Отбирались образцы осадочных, метаморфических и магматических пород; исследовались различные образования, связанные с процессами современной вулканической и гидротермальной деятельности, а также с процессами современного осадкообразования в водных бассейнах. Изучались метеориты из коллекции Комитета по метеоритам АН СССР и музея Харьковского университета. Проводились исследования на основных месторождениях ртути и сурьмы, а также на ряде рудных и газонефтяных месторождений СССР. В работе использованы материалы, собранные автором во время посещения ртутных, сурьмяных и ртутьсодержащих полиметаллических и газовых месторождений ГДР, Югославии, Чехословакии, Италии, Испании, Финляндии и Швеции. Кроме личных сборов, привлекался материал других исследователей ИГЕМ АН СССР, Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, Института океанологии АН СССР, МГУ, ЦНИГРИ, ИМГРЭ, ИГиГ СО АН СССР, ГЕОХИ АН СССР, ВСЕГЕИ, НИИГА, минералогического музея Фрайбергской горной академии (ГДР), а также использовались коллекции зарубежных ученых.

Главными методами при исследованиях являлись анализ ртутоносности различных природных образований (минералов, руд, пород, природных вод, газов, нефти и др.) на регионально-геологической основе, реконструк-

ция палеогидрогеологической обстановки ртутного рудообразования (при обсуждении источников серы) и изучение минералов-концентраторов ртути с использованием современных методик. Полученные результаты рассматривались с учетом всего известного геологического и минералогического материала по ртутным регионам. В настоящей работе нет возможности дать хотя бы краткий обзор геологии и минералогии ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений. Укажем лишь, что в последние 15–20 лет появился ряд монографических работ по ртутным и ртутно-сурьмяным месторождениям как общего, так и регионального характера (Бабкин, 1975 г.; Бергер [10]; Геология рудных месторождений и рудопроявлений Украины, 1975 г.; Джабба Рабах, Титов, 1982 г.; Исанов, 1985 г.; Китык, Белоус, Долишний и др., 1981 г.; Кузнецов, Васильев, Оболенский, Щербань [37]; Е.Лазаренко, Панов, Павлишин [38]; Э.Лазаренко, Гнилко, Зайцева, 1968 г.; Металлогения ртути [42]; Мулдагалиев, Розенков, 1977 г.; Науменко, 1974 г.; Нетреба, Радько, Черницын, Зубов, 1980 г.; Никифоров, 1969 г.; Оболенский [53]; Осмонбетов, 1980 г.; Скаржинский [92]; Сулейманов, Баба-заде, 1974 г.; Твалчрелидзе [100]; Титов, 1984 г., Д.Уайт [101]; Федорчук, [103], 1985 г.; Церцвадзе, 1972 г.; Черницын, 1977 г.; Шило, Бабкин, Копытин, 1978 г.; Юсупов, 1978 г.; E. Bailey, Clark, Smith, 1973 г.; Geothermics, 1970 г.; Höll, 1979 г.; Höll, Maucher [132]; La Toskane Meridionale, 1972 г.; Maucher [134], 1968 г.; Mlakar, Drovenik, 1971 г.; Rudnianske rudne pole, 1985 г.; Saure [143], и др.). Все они в той или иной мере учитывались при обсуждении полученных автором результатов.

Лабораторные исследования проводились в основном в ИГЕМ АН СССР. Наиболее широко использовались различные методы определения ртути: на первых этапах работы – высокочувствительный количественный спектральный анализ Е.Е.Сергеева и П.А.Степанова (1957 г.), а позднее (после их разработки) – различные методики определения ртути Н.Х.Айдиньян [90]. Использовался также метод определения ртути в природных газах, разработанный Е.А.Сергеевым, П.А.Степановым и Л.С.Марголиным (Сергеев, 1957 г.), а в последнее время, кроме того, атомно-абсорбционный метод, основанный на эффекте Зеемана (Г.Б.Свешников, С.Е.Шолупов и Н.Р.Машьянов). Спектральные анализы на ртуть выполнялись в основном автором. Химическое определение ртути в течение многих лет проводилось в химической ячейке отдела геохимии под руководством Н.Х.Айдиньян, а в последние годы методические и аналитические работы с успехом осуществляются Н.Д.Шикиной и М.А.Груздевой. Из других широко применявшихся методов следует указать изотопный анализ серы (В.И.Виноградов и частично Л.П.Носик). Кроме того, использовались методы рентгеноспектрального микроанализа (А.И.Цепин, И.П.Лапутина, Г.Н.Муравицкая, Ю.С.Бородаев, Н.В.Тронева), ядерно-квадрупольного резонанса (И.Н.Пеньков), синтеза минералов (В.Б.Балицкий, В.В.Комова), измерения отражательной способности минералов (Л.Н.Вяльсов, Т.Н.Чвилева) и др. Всем перечисленным исследователям автор приносит глубокую благодарность. Особая признательность и благодарная память моему учителю Александру Александровичу Саукову, долгие годы руководившему всеми исследованиями по геохимии ртути в ИГЕМ АН СССР, а также Нине Христофоровне Айдиньян – прекрасному методисту и тонкому аналитику.



Член-корреспондент АН СССР  
*Александр Александрович Сауков*  
(1902—1964гг.)

## А.А.САУКОВ И ГЕОХИМИЯ РТУТИ

Геохимия ртути тесно связана с именем А.А.Саукова.

А.А. Сауков (1902–1964 г.) – выдающийся советский геохимик, лауреат Ленинской и двух Государственных премий СССР, награжден тремя орденами Трудового Красного Знамени и медалями. Работы А.А.Саукова широко известны в СССР и за рубежом и переведены на ряд иностранных языков. Одним из основных направлений его научной деятельности была геохимия ртути. Начиная с первых студенческих работ через всю его жизнь с удивительной целеустремленностью и последовательностью проходит интерес к геохимии ртути.

До работ А.А.Саукова геохимия этого элемента была практически не изучена. Об этом свидетельствуют высказывания В.И.Вернадского: "К сожалению, геохимия ртути очень мало изучена, и мы не можем себе ясно ее представить" [16, с. 536] и А.Е.Ферсмана: "Геохимия ртути еще полна загадок" [104, с. 532]. Известны были лишь данные А.Штока и Ф.Кукуеля (Stock, Cucuel, 1933, 1934 г.), касающиеся в основном распределения ртути в организмах и продуктах питания, и единичные определения ртути И. и В.Ноддак (J. и W.Noddack, 1931 г.) в минералах и горных породах. А.А.Сауков рассмотрел поведение этого элемента в природных процессах и дал первоклассное его описание в своей известной монографии 1946 г. "Геохимия ртути" [89]. В ней обобщены результаты многолетних исследований по изучению распределения ртути в различных геосферах земной коры, генезису ртутных месторождений, поведению ртути в зоне гипергенеза, сорбции, изоморфизму и другим вопросам. Отдельные стороны геохимии ртути продолжают исследоваться, цифры накапливаются и уточняются, но эта монография еще долго будет оставаться образцом того, как надо всесторонне подходить к изучению геохимии отдельных элементов. Это была первая в мировой литературе столь подробная монография, посвященная геохимии одного элемента. В 1947 г. она была удостоена Государственной премии СССР, а в 1955 г. переведена на китайский язык.

Все началось с того, что А.А.Сауков, будучи студентом Политехнического института в Петрограде, проходил в 1925 г. производственную практику в Средней Азии в экспедиции КЕПС<sup>1</sup>, руководимой А.Е.Ферсманом,

---

<sup>1</sup> Комиссия по изучению естественных производительных сил при Академии наук СССР.

в составе Ферганской поисково-разведочной партии, начальником которой был Д.И.Щербаков. Задачей партии было изучение рудных месторождений Алайского хребта. Природа, огромные перспективы в исследовании рудных богатств этого края покорили А.А.Саукова. В 1927 г. по заданию А.Е.Ферсмана и Д.И.Щербакова А.А.Сауков отправляется на самостоятельную работу на недавно открытое ртутное месторождение Хайдаркан (в 1926 г. оно было открыто В.И.Поповым и В.Э.Поярковым). "Хайдаркан достается мне: я должен его изучить и дать первое, возможно, более обоснованное заключение о его промышленной ценности. Это составит и содержание моей будущей дипломной работы"<sup>2</sup>. В 1928 г. он продолжает работать на Хайдаркане как инженер-разведчик, в этом же году он посещает другое ртутное месторождение – Чаувай. В 1929 г. А.А.Сауков успешно защитил дипломную работу. Д.И.Щербаков вспоминал: «Помню, как после защиты ко мне подошел председатель ГЭК'а профессор Б.Н.Меньшуткин и поздравил меня с прекрасным учеником, блестяще защитившим дипломную работу. В дальнейшем А.А.Сауков вынес на плечах всю тяжесть первых разведочных работ на этом месторождении и все трудности, связанные с опровержением отрицательного мнения немецкого специалиста Альфельда, который был в то время выписан из Германии для "поднятия" рудной промышленности Средней Азии»<sup>3</sup>. Разведочные работы А.А.Саукова доказали промышленное значение этого месторождения. Забегая вперед, укажем, что, когда в Великую Отечественную войну немцы временно оккупировали Никитовку в Донбассе – основной производитель ртути в предвоенные годы, расчеты А.А.Саукова сыграли немаловажное значение. Добыча ртути была быстро налажена на Хайдаркане и Чаувае, куда своевременно были эвакуированы из Никитовки завод, оборудование, а также опытные инженеры и рабочие. В становлении Хайдарканского ртутного комбината, его геологическом обеспечении большая заслуга принадлежит заместителю директора и главному геологу В.И.Смирнову (ныне академику). И врагу не удалось лишиться страну и армию такого важного оборонного металла, как ртуть.

В 30-е годы А.А.Сауков продолжает разведку Хайдарканского месторождения, исследуя также ртутные месторождения Забайкалья, Горного Алтая, Дагестана и Донбасса. Описанию ряда этих месторождений посвящены его работы "Древняя добыча ртути и Фергане"<sup>4</sup>, "Нерчинское месторождение киновари"<sup>5</sup>, "Опробование и анализы руд Хайдаркана и Чаувая"<sup>6</sup>, "Ртуть в Фергане"<sup>7</sup>, "Кадамджайское и Хайдарканское месторождения"<sup>8</sup>, "Хайдарканское ртутно-сурьмяное месторождение"<sup>9</sup>, "Чаувайское

<sup>2</sup> Сауков А.А. Воспомятая пережитое// Александр Евгеньевич Ферсман: Жизнь и деятельность. М.: Наука, 1965. С. 137–138.

<sup>3</sup> Личный архив А.А.Саукова.

<sup>4</sup> Труды Памирской экспедиции, 1928. Л.: Изд-во АН СССР, 1930. Вып. 30. С. 65–72.

<sup>5</sup> Докл. АН СССР. 1930. № 12. С. 315–320.

<sup>6</sup> Труды Памирской экспедиции, 1928. Л.: Изд-во АН СССР, 1931. Вып. 7. С. 16–22.

<sup>7</sup> Природа. 1931. № 1. С. 66–82.

<sup>8</sup> Труды IV Всесоюзной конференции по цветным металлам. М.; Л.: Цветметиздат, 1932. Вып. 5.

<sup>9</sup> Труды Памирской экспедиции, 1930. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. Вып. 3 (13). С. 33–86; Редкие металлы. 1932. № 3. С. 21–24.

месторождение"<sup>10</sup>, "Ртуть в Горном Алтае"<sup>11</sup>, "Ртутная зона Ойротии"<sup>12</sup>. Работа "Ртуть и сурьма в Фергане" опубликована в 1929 г. в популярном журнале "Наши достижения", основанном А.М.Горьким; об этой работе А.М.Горький отзывался весьма положительно. Серия статей посвящена минералогии ртути: "Амальгамы серебра и золота"<sup>13</sup>, "Киноварь"<sup>14</sup>, "Ртуть"<sup>15</sup>, "Метациннабарит"<sup>16</sup>, "Об окислении киновари"<sup>17</sup> (совместно с Н.Х.Айдиньян). Все это послужило фундаментом, на котором А.А.Сауков выстраивал "свою" геохимию ртути.

В этой связи следует отметить три особенности геохимических работ А.А.Саукова. Первое. Он полагал обязательным исследовать геохимию элементов – историю атомов химических элементов на нашей планете – на основе известных данных по геологии и минералогии этих элементов. Такой геологический подход характеризует все геохимические работы А.А.Саукова как по ртути, так и по другим элементам. Второе. А.А.Сауков придавал огромное значение методам анализа. Он часто повторял: "Будет метод – будет и геохимия элемента". Его большим вниманием к аналитическим методам объясняется то обстоятельство, что, будучи геохимиком, он одно время возглавлял центральную химическую лабораторию института, и на памяти многих в отделе геохимии были такие аналитические подразделения, как спектральная, рентгенохимическая лаборатории, ячейка по исследованию изотопии серы, меченых атомов и др. А.А.Сауков был хорошим химиком, всегда был в курсе новых методов и способствовал их развитию. Всех своих учеников-аспирантов А.А.Сауков обязательно приобщал к аналитическим методам с тем, чтобы основная часть аналитических определений была выполнена лично ими. Это он считал обязательным. Только овладев аналитическим методом, считал А.А.Сауков, будущий ученый может почувствовать и оценить все его достоинства и недостатки и правильно интерпретировать полученные результаты. Кроме того, умение ориентироваться в различного рода методиках поможет ему в будущем, когда он уже не будет лично заниматься анализами. Такую аналитическую подготовку проходили на моей памяти О.В.Вершкова, З.Я.Церквадзе, Э.А.Суеркулов, С.В.Головня – его аспиранты в Московском государственном университете, В.И.Виноградов и автор – в ИГЕМ АН СССР. Мне пришлось овладеть нефелометрическим методом А.А.Саукова и экспресс-методом определения ртути А.А.Саукова и Н.Х.Айдиньян, а затем – высокочувствительным спектральным методом Е.А.Сергеева и П.А.Степанова; этим методом, как профилирующим в моей аспирантской работе, мне довелось сделать более 2200 анализов. Такова была школа. Начиная исследования по геохимии ртути, А.А.Сауков разработал высокочувствительный

<sup>10</sup> Труды Памирской экспедиции, 1930. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. Вып. 3 (13). С. 19–32.

<sup>11</sup> Сов. краеведение. 1936. № 5. С. 12–14.

<sup>12</sup> Ойротия. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 163–199.

<sup>13</sup> Минералы СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. 1. С. 199–200.

<sup>14</sup> Там же. С. 248–249.

<sup>15</sup> Там же. С. 195–198.

<sup>16</sup> Минералы СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. 2. С. 234.

<sup>17</sup> Труды ИГН. Сер. минерал.-геохим. 1940. Вып. 39, № 8. С. 37–40.

нефелометрический метод определения ртути в горных породах<sup>18</sup>, а позднее вместе с Н.Х.Айдиньян — экспресс-метод определения ртути для анализа руд и минералов<sup>19</sup>. Он приветствовал появление высокочувствительного спектрального метода определения ртути Е.А.Сергеева и П.А.Степанова (1957 г.) и тогда только еще нарождающегося атомно-абсорбционного метода определения ртути. Таким вниманием к аналитическим методам объясняется его постоянное содружество с аналитиками: сначала с К.А.Ненадкевич и Н.С.Крупенио, а потом в течение многих лет с Н.Х.Айдиньян. Он считал, что такое содружество — постоянная совместная работа геохимиков и химиков — обязательно. И третье. Работы А.А.Саукова всегда отличало органическое сочетание фундаментальных исследований с приложением результатов этих исследований для решения прикладных задач. Во введении к монографии "Геохимия ртути" он писал: "Глубоко убежденный в том, что знание геохимии элемента, т.е. законов, управляющих его распространением и распределением в земной коре, является важнейшей предпосылкой для рационального направления поисков и разведок этого элемента, я предпринял свои исследования по геохимии ртути, имея в конечном счете в виду эту практическую цель" [89, с. 1].

Приступая к изучению геохимии ртути, А.А.Сауков в первую очередь определил распространенность ртути в земной коре. Предыдущие оценки кларка ртути по общетеоретическим соображениям и незначительному объему аналитических данных были довольно высокими. Ф.Кларк и Г.Вашингтон, В.М.Гольдшмидт и сначала В.И.Вернадский оценивали его в  $n \cdot 10^{-5}\%$ ; затем В.И.Вернадский повысил его значение, он перевел ртуть в свою VI декаду элементов, для которой распространенность составляла  $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}\%$ . А.Е.Ферсман также принимал кларк ртути сначала в  $1 \cdot 10^{-4}\%$ , а потом — понизил. Аналитические данные, полученные А.А.Сауковым совместно с Н.Х.Айдиньян, позволили ему значительно снизить величину кларка и оценить ее в  $7,7 \cdot 10^{-6}\%$ <sup>20</sup>. С накоплением новых цифр она еще уменьшилась, но порядок в  $n \cdot 10^{-6}\%$  сохранился.

В это же время А.А.Сауков проводит детальные исследования по поведению ртути в различных природных системах, и особенно детально по геохимии и генезису ртутных месторождений. Результаты этих исследований были обобщены им в работе "Геохимия ртутных месторождений СССР"<sup>21</sup> и представлены на XVII сессию Международного геологического конгресса (Москва, 1937 г.). Впоследствии эти исследования были расширены и стали предметом его докторской диссертации, защищенной им в годы войны (1942 г.) в г. Свердловске. А.Е.Ферсман, будучи официальным оппонентом, дал высокую оценку этой работе: «Исследование А.А.Саукова "Геохимия ртути" представляет очень значительный вклад в изучение геохимии отдельных элементов, причем особая ценность заключается в большом количестве

<sup>18</sup> Сауков А.А. Нефелометрический метод определения малых количеств ртути// Докл. АН СССР, 1938. Т. 20, № 5. С. 375–377.

<sup>19</sup> Сауков А.А., Айдиньян Н.Х. Экспресс-метод определения ртути// Завод. лаб. 1941. № 2. С. 147–188.

<sup>20</sup> Сауков А.А., Айдиньян Н.Х. Кларк ртути в земной коре// Докл. АН СССР. Н.С. 1941. Т. 32, № 5. С. 358–360.

<sup>21</sup> Труды 17-й сессии Международного геологического конгресса, 1937. М.: Госнаучтехиздат, 1940. Т. 5. С. 9–29.

новых фактических материалов, углубленной методике исследования, четкости и ясности изложения личных наблюдений автора над месторождениями ртути... В результате этого и на фоне анализа довольно многочисленной литературы автор пришел к ряду новых самостоятельных выводов, имеющих большое теоретическое и практическое значение... Книга подкупает своей краткостью изложения, четкостью формулировок, несомненно, представляет определенное событие в нашей геохимической литературе... полностью заслуживает быть принятой как хорошая докторская диссертация»<sup>22</sup>. В 1946 г. она была издана отдельной монографией и, как уже указывалось, была удостоена Государственной премии СССР.

В последующие несколько лет А.А.Сауков занимался геохимией других редких и рассеянных элементов и общими вопросами геохимии, но в своем известном учебном пособии "Геохимия", выдержавшем три издания (1950, 1951 и 1966 гг.), всегда приводил как один из примеров геохимии отдельных элементов геохимию ртути. За эту книгу в 1952 г. А.А.Сауков был удостоен второй Государственной премии СССР. В Советском Союзе книга была переведена на грузинский язык (1954 г.), а за рубежом — на болгарский, немецкий, польский (1953 г.), румынский, чешский (1954 г.) и китайский (1955 г.) языки.

В 50-х годах А.А. Сауков вновь обращается к геохимии ртути и руководит исследованиями по этой проблеме в отделе геохимии до конца своих дней. Приступая на новом этапе к изучению геохимии ртути, А.А.Сауков считал необходимым разработать высокочувствительные и быстрые методы анализа ртути из малых количеств материала. Н.Х.Айдиньян блестяще справилась с этой задачей; ею разработаны колориметрические методы определения ртути, позволяющие определять ртуть практически в любом объекте земной коры: в породах, различных минералах, водах, газах и даже в таких трудных для анализа природных объектах, как сера и каоустобиолиты (Айдиньян, 1960, 1961, 1962 гг., [90]). Важно отметить, что если раньше А.А.Саукову для анализа пород с чувствительностью  $1 \cdot 10^{-6}\%$  требовалось 100 г материала, то теперь — 1 г. Это сразу же расширило возможности исследования ртути в различных природных объектах и позволило получить большой аналитический материал.

В последние годы жизни А.А.Сауков задумал подготовить второе издание монографии "Геохимия ртути", но не успел. Впоследствии все исследования, проведенные в ИГЕМ АН СССР в этом направлении, были обобщены в работе "Очерки геохимии ртути" (Сауков, Айдиньян, Озерова, 1972 г.).

Прикладная часть теоретических разработок А.А.Саукова по геохимии ртути реализовалась в создании им оригинального метода поисков сульфидных месторождений по ореолам рассеяния ртути. В основе этого метода лежит его представление о наличии ртутьсодержащей газовой атмосферы над гидротермальным рудным раствором. «Мной в свое время было высказано предположение, что в момент образования ртутных месторождений из гидротермальных растворов над последними должна существовать атмосфера из ртутных паров, в результате чего около этих месторождений и над ними мы должны будем наблюдать ореолы рассеяния ртути. Проведен-

<sup>22</sup> Личный архив А.А.Саукова.

ными исследованиями на Хпекском, Казардикамском и других месторождениях Дагестана в 1937 г. это было подтверждено и иллюстрируется... профилями, впервые опубликованными мной в 1946 г. в "Геохимии ртути". Позднее наличие широких полей рассеяния ртути над другими ртутными месторождениями (Хайдарканским, Никитовским и др.) было доказано работами О.В.Вершковской, Н.А.Озеровой и др.)<sup>23</sup>. А.А.Сауков показал наличие четких и протяженных ореолов рассеяния ртути на ртутных месторождениях Дагестана; распространение ртути на поверхности в сторону от рудной зоны составляло 1–2 км. О.В.Вершковская – первая аспирантка А.А.Саукова, которой он предложил продолжить исследования ртутных ореолов на ртутных месторождениях; в качестве объекта исследования было выбрано хорошо известное А.А.Саукову Хайдарканское месторождение.

Поиски ртути по ртути оказались весьма перспективными вследствие значительных размеров ртутных ореолов. Однако гораздо более интересным оказалось то, что ртуть стало возможным использовать при поисках гидротермальных месторождений самого различного состава. Это также было предсказано А.А.Сауковым. "Первоначально мной, а затем и другими исследователями было также показано, что в рудах сурьмяных, свинцово-цинковых, медных, мышьяковых и других гидротермальных месторождений содержатся повышенные против среднего кларка количества ртути (обычно десятитысячные и даже бóльшие доли процента...). Отсюда был сделан вывод, что ртутные атмосферы существовали и над гидротермальными растворами, из которых образовались указанные месторождения, и что, следовательно, мы имеем основания ожидать вокруг последних ртутные ореолы рассеяния"<sup>24</sup>. Это предположение А.А.Саукова вполне оправдалось.

В ИГЕМ АН СССР работы по исследованию применимости ртутных ореолов для поисков нертутных месторождений были поручены автору; они проводились под руководством А.А.Саукова и завершились в 1962 г. монографией "Первичные ореолы рассеяния ртути" под его редакцией. Эта монография была переведена на английский (1971 г.) и китайский (1976 г.) языки. Параллельно исследованиями ртутных ореолов занимались Е.А.Сергеев в г. Ленинграде и В.З.Фурсов в Казахстане; эти работы также курировались А.А.Сауковым. Результаты, полученные в ИГЕМ АН СССР, А.А.Сауков представлял на XXI сессии Международного геологического конгресса (1960 г.)<sup>25</sup> и на юбилейной сессии Фрайбергской горной академии ГДР в 1962 г.<sup>26</sup> Он докладывал их также во время своих лекций, прочитанных при посещении Польши, Болгарии, Франции, Венгрии, Пакистана, Англии и ГДР. Особое признание получили его лекции по теории геохимических методов поисков, геохимии ртути, ртутнометрическому методу поисков и

<sup>23</sup> Сауков А.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1963. С. 110–111.

<sup>24</sup> Там же. С. 111.

<sup>25</sup> Озерова Н.А., Сауков А.А. Ртуть как индикатор при поисках рудных месторождений // Международный геологический конгресс, XXI сессия. 1960 г. Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. Разд. 1. Геохимия. М.: Гос. науч.-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1960. С. 47–54.

<sup>26</sup> Saukov A.A., Ozerova N.A. Das Aufsuchen verborgener Sulfidorkommen mittels primärer Aureolen der Quecksilberbestimmung // Freibergforschungsh. 1963. С. 162. S. 5–12.

исторической геохимии, прочитанные в 1961 г. в Англии – в Лондоне, Оксфорде, Кембридже, Манчестере, Ливерпуле и других городах. В знак признания его заслуг в области геохимии Королевское геологическое общество Корнуолла избрало его своим почетным членом и наградило золотой медалью этого общества; это была 58-я медаль со времени ее учреждения и первая медаль, присужденная советскому ученому.

В Советском Союзе А.А.Сауков всегда включал сведения по ртутOMETрическому методу в свои лекции, которые он читал в МГУ в курсе общей геохимии, а в последние годы в курсе геохимических методов поисков. В 1963 г. в издательстве МГУ были напечатаны его лекции по геохимическим методам поисков в качестве учебного пособия. Оно далеко выходило за рамки собственно учебного пособия и представляло собой первое в научной литературе обобщение всех основных видов геохимических методов поисков. Эта книга была посмертно удостоена премии АН СССР им. А.Е.Ферсмана, присуждаемой за выдающиеся труды в области геохимии. Александр Александрович уделял огромное внимание развитию геохимических методов поисков, предсказывая им большое будущее. Он приветствовал созыв Первого Всесоюзного совещания в 1956 г., организованное Министерством геологии и охраны недр СССР совместно с Научно-техническим горным обществом, где им и его коллегой и учеником А.И.Перельманом был сделан доклад "Геохимические основы поисков рудных месторождений"<sup>27</sup>. В 1958 г. он представил доклад автора настоящей работы на Всесоюзное совещание по разработке научных основ поисков слепых рудных тел "О первичных ореолах рассеяния ртути над сульфидными месторождениями Туркестано-Алая". В этом же году по инициативе А.А.Саукова было созвано Всесоюзное совещание по геохимическим методам поисков нефти и газа, где он выступил с докладом. В 1963 г. было проведено Второе Всесоюзное совещание по геохимическим методам поисков рудных месторождений, созванное по инициативе Академии наук СССР и Министерства геологии и охраны недр СССР. И здесь А.А.Сауков во главе группы сотрудников (А.И.Перельмана, Ю.В.Шаркова и Е.Н.Борисенко) выступил с докладом "Современные проблемы теории геохимических поисков полезных ископаемых"<sup>28</sup>. Предвидение А.А.Саукова о большой роли геохимических методов в поисках месторождений полезных ископаемых блестяще оправдалось. В СССР они получили широкое развитие. Для координации этих исследований создан специальный Междуведомственный совет АН СССР и Мингео СССР по проблеме "Научные основы геохимических поисков месторождений полезных ископаемых", возглавляемый членом-корреспондентом АН СССР П.Н.Овчинниковым и С.В.Григоряном.

Что касается собственно ртутOMETрического метода, то он получил в настоящее время широкое признание. В 1983 г. Государственный комитет СССР по делам открытий и изобретений зарегистрировал как открытие "Закономерность распределения ртути в лито- и атмосфере" (А.А.Сауков,

<sup>27</sup> Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 29–52.

<sup>28</sup> Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966. С. 190–210.

Н.А.Озерова, В.З.Фурсов, В.П.Федорчук, О.В.Вершковская)<sup>29</sup> с приоритетными датами – 1951 и 1958 гг.; практическим следствием открытия явилась поисковая ртутметрия. Предложенный ртутметрический метод широко используется в СССР. В отзыве заместителя министра Министерства геологии СССР В.М.Волкова на имя начальника открытий Госкомизобретений СССР В.В.Сапелкина указано, что ртутметрический метод поисков гидротермальных рудных месторождений нашел широкое применение в системе Министерства геологии СССР. Народнохозяйственное значение открытия весьма велико: на его основе выявлен ряд новых перспективных площадей и разведано большое число скрытых рудных залежей в пределах уже известных месторождений. Ртутметрический метод используется не только в СССР, но и в Канаде, США, Японии, Англии, Швеции, ФРГ, ГДР, Югославии, Испании, Турции, Австралии, Индии, а во время XXVII сессии МГК (Москва, 1984 г.) стало известно о широком его использовании также в Китае. В зарубежных публикациях отмечается приоритет СССР и советских ученых – А.А.Саукова и других авторов открытия – в создании и развитии этого метода.

Кратко остановимся на этом "детище" А.А.Саукова. Его теоретическая посылка, положенная в основу будущего метода, – наличие ртути содержащей газовой атмосферы над гидротермальными растворами, формирующими различные типы рудных месторождений, – получила свое подтверждение: автором настоящей работы было установлено реальное существование такой атмосферы при исследовании современных гидротермальных процессов. Обогащение ртути газовой фазы было обнаружено на действующих вулканах и гидротермальных системах Курило-Камчатской вулканической области, и особенно на тех из них, где происходит современное отложение рудной минерализации (содержание ртути в газовой фазе в тысячи и десятки тысяч раз выше ее содержания в атмосферном воздухе). Способность парообразной ртути проникать в окружающие породы значительно выше по сравнению с растворами, поэтому первичные ореолы рассеяния ртути, сформированные не только рудными растворами, но и за счет газовой атмосферы, более широкие, чем для других халькофильных элементов, которые переносятся в основном в растворах.

Ртутные ореолы установлены практически на всех типах гидротермальных рудных месторождений: ртутных, сурьмяных, свинцово-цинковых, золото-серебряных, колчеданных, молибденовых, касситерит-сульфидных и др. Эти ореолы распространяются в сторону от месторождений на сотни метров, иногда километры; вертикальный их размах при благоприятных условиях составляет многие сотни метров. Ртутные ореолы обычно шире зон околорудных изменений. Кроме того, ртутные аномалии фиксируют зоны рудоконтролирующих и рудоподводящих тектонических нарушений в пределах рудных провинций, а также зоны глубинных разломов в областях тектоно-магматической активизации. Ртутные ореолы используются

---

<sup>29</sup> См.: Открытия, изобретения: Официальный бюл. Государственного комитета СССР по делам изобретений и открытий. М., 1984. № 7; Открытия в СССР, 1983: Сборник кратких описаний открытий, внесенных в Государственный реестр открытий СССР. М.: ВНИИПИ, 1984; Вестн. АН СССР. 1984. № 6; Наука в СССР. 1984. № 6; Сов. геология. 1984. № 10; Геохимия. 1985. № 5.

при региональных и детальных поисках гидротермальных рудных месторождений различного состава и при картировании зон разломов, а на стадии поисково-разведочных работ – для прогнозирования рудных участков и скрытых рудных тел.

Кроме литохимического метода по первичным ртутным ореолам, применяются литохимические методы по вторичным ореолам ртути – по наносам, почвам, потокам рассеяния. Связи с первичными ореолами ртути и собственно рудными телами осложняются влиянием механической, химической и биохимической дифференциации вещества в зоне гипергенеза. Эти законы в общем случае детально изучены А.П.Солововым и А.И.Перельманом.

Помимо литохимического метода поисков рудных месторождений по ртутным ореолам, большое значение имеет газортутный метод. Он более молод и пока еще менее широко используется, но его применение в практике поисковых работ весьма перспективно. Газовые ореолы рассеяния образуются за счет ртути, выделяющейся из рудных тел, а также из пород в пределах развития первичных и вторичных литохимических ореолов рассеяния ртути. А.А.Сауков указывал, что ртуть благодаря высокому потенциалу ионизации стремится восстановиться из любых ее соединений в самородную ртуть. Эта ртуть фильтруется и диффундирует к поверхности со времени образования месторождения, при этом пары ртути сорбируются преимущественно перекрывающими отложениями, а остальная ее часть участвует в формировании газовых ореолов в породах, почвах и приземной атмосфере. Важным преимуществом газортутного метода является получение данных о концентрациях ртути непосредственно в ходе полевых работ. Газортутный метод используется в двух вариантах: по измерению содержания ртути в почвенном воздухе и приземной атмосфере. В последнем случае измерения могут производиться как в отдельных точках, так с движущейся платформы (автомашина, вертолет, самолет).

Нет никакой возможности даже перечислить исследователей, занимающихся теорией и практикой ртутнометрического метода. Ограничимся лишь упоминанием тех, кто стоял у истоков метода, и организаций, которые наиболее последовательно разрабатывают его в СССР. Это, по-первых, ИГЕМ АН СССР (в прошлом ИГН АН СССР), где зародился этот метод благодаря исследованиям А.А.Саукова и его группы. Далее следует вспомнить Всесоюзный институт техники разведки, где благодаря Н.И.Сафронову геохимическим методом уделялось большое внимание и где ртутные работы в 50-е годы и позднее развивались Е.А.Сергеевым, М.А.Лаппом, П.А.Степановым, Л.С.Марголиным, Г.А.Виллером, Е.П.Коренным, Б.Б.Шатровым и др. В это же время В.З.Фурсов и И.И.Степанов начали проводить свои исследования под руководством А.П.Соловова в Казахстане. Впоследствии В.З.Фурсов продолжил свои работы в стенах ИМГРЭ и ведет их до настоящего времени. Известны две его монографии [105, 106], обобщающие исследования в этой области. В ИМГРЭ продолжает свои работы на ртутных месторождениях О.В.Вершковская с группой сотрудников (Л.Я.Крапива и др.). Здесь же ведут геохимические работы С.В.Григорян, В.Г.Ростов, В.Т.Каменщиков, Г.С.Симкин, В.М.Роговой, А.И.Мелешко, В.А.Бабкин, М.С.Зубов, П.Н.Горчаков, Б.О.Манучарянц, Ю.Е.Саэт и др. И.И.Степанов после Казахстана работал в Геолого-геохимической экспедиции РСФСР

(г. Александров), где создана ячейка по исследованию ртутных ореолов (В.А.Бородин, И.Ф.Бровчук, А.П.Инговатов и др.), а затем в ЦНИГРИ. В.П.Федорчук в 50-х годах широко внедрял применение ртутных ореолов в практику поисковых и разведочных работ на ртутных месторождениях Южной Ферганы и Китая, а потом продолжал эти работы в Среднеазиатском институте геологии и минерального сырья (САИГИМС) в г.Ташкенте, где возглавлял ртутную группу (Г.А.Терехова, Р.Р.Исанов, Д.С.Мукимова, Л.П.Быковская и др.), к которой примыкали Н.А.Никифоров, В.И.Кусевич и др. З.Я.Церцвадзе — последний аспирант А.А.Саукова в МГУ, работавший по ртутной тематике, — завершил свою работу уже после смерти А.А.Саукова; его монография<sup>30</sup> была удостоена в Грузии премии имени первого ректора Тбилисского университета П.Г.Меликишвили; в настоящее время он руководит ртутнометрическими работами в Управлении геологии Грузинской ССР.

Многие годы разработкой ртутнометрических методов занимается Институт минеральных ресурсов в г. Симферополе (М.А.Карасик, А.З.Анищенко, А.П.Большаков, В.И.Морозов, С.И.Кирикилици, С.В.Пивоваров, А.Г.Дворников, Е.А.Пономарев, И.Р.Белоус, А.К.Авгитов, Ю.А.Лейе, О.М.Лепилин, Г.А.Булкин, Е.П.Захаров, А.М.Эдельман, Л.И.Герасимова и др.). Ртутные методы развивают также в Ленинградском горном институте (Е.М.Квятковский, М.М.Омельченко), в Институте геохимии СО АН СССР в г. Иркутске (Н.А.Китаев, В.В.Поликарпочкин, Б.П.Санин, Л.Д.Зорина, Л.Д.Андрулайтис, С.Г.Петровская, С.Я.Гольдапель, В.А.Гуменюк, В.М.Новиков), в Институте геологии и геофизики СО АН СССР в г. Новосибирске и Западно-Сибирском и Новосибирском геологических управлениях (А.А.Оболенский, О.Г.Епифанцев, Я.М.Грицок, Л.А.Непеина, В.И.Сотников, Э.И.Большаков), в Уральском геологическом управлении (Г.П.Шорохов, Г.А.Вострокнутов), в Красноярском геологическом управлении (И.А.Хайретдинов), Башкирском геологическом управлении (Г.Н.Засухин), в Киргизии (Э.А.Суеркулов), в Казахстане (Г.А.Долгих, Б.А.Досанова, К.М.Муканов, А.Л.Дербасова) и многие другие. В последние годы оформилась еще одна перспективная ячейка по исследованию ртутных ореолов — в Научно-исследовательском институте земной коры Ленинградского университета, руководимая Г.Б.Свешниковым (Н.Р.Машьянов, С.Е.Шолупов, А.А.Ганеев и др.). Разработанные в этом институте новые методы определения ртути в приземной атмосфере сулят большие возможности.

Несколько слов о других модификациях ртутнометрического метода. Гидрохимические ореолы рассеяния ртути оказались значительно менее информативными. Исследование этих ореолов на предмет их использования в практике поисковых работ было поставлено по инициативе А.А.Саукова в 1958—1959 гг. Он направил В.И.Виноградова изучить с этих позиций ртутные месторождения Южной Ферганы, Донбасса и Закарпатья. Было установлено следующее: "Однообразное содержание ртути в ее водных аномалиях, по-видимому, вообще является характерной особенностью этого элемента. Поэтому изучение водных ореолов рассеяния ртути не может

<sup>30</sup> Церцвадзе З.Я. Условия формирования и геохимические поисковые признаки ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений. М.: Недра, 1972. 256 с.

само по себе решить вопрос об источнике ее в водах. Однако некоторую помощь в обнаружении обогащенных ртутью участков такое изучение несомненно может оказать, и при проведении гидрохимических поисков в ряд элементов-индикаторов необходимо ввести и ртуть<sup>31</sup>. В дальнейшем наиболее последовательно этот метод использовался Г.А.Голевой с сотрудниками, а также школой гидрохимических методов в г. Томске, долгие годы возглавляемой П.А.Удодовым, а ныне С.Л.Шварцевым (Ю.Г.Копылова, Ю.С.Париллов, Г.С.Егоров и др.) и Д.С.Мукуминой в САИГИМС.

Биохимические ртутные ореолы наименее изучены. Известны отдельные работы, посвященные этому вопросу: Е.Ф.Эпштейна (1948 г.), А.П.Большакова и др. (1969 г.). В настоящее время эти исследования развивает А.Л.Ковалевский (1983, 1984 гг.).

Резюмируя, подчеркнем, что к настоящему времени ртутнометрический метод наиболее разработан и информативен в двух модификациях — соответственно по литохимическим и газовым ореолам, хотя и здесь еще, конечно, необходимы дальнейшие разработки.

Ртуть с полным правом можно назвать универсальным индикатором при поисках гидротермальных рудных месторождений. Оформилось самостоятельное направление в области геохимических методов поисков — поисковая ртутметрия. Конечно, она должна проводиться в комплексе с другими геохимическими, геологическими и геофизическими работами. Такой обязательный геологический подход в использовании геохимических методов постоянно подчеркивал А.А.Сауков. "Совершенно очевидно, что его (геохимика. — Н.О.) работа должна протекать в полном взаимодействии с работой других геологов. Лишь при такой координации геологи смогут решить те грандиозные задачи, которые ставит перед ними наша историческая эпоха"<sup>32</sup>.

Следует указать еще на один прикладной аспект геохимии ртути, на который А.А.Сауков впервые обратил внимание и который со временем приобрел огромное значение, — медико-биологический. А.А.Сауков обратил внимание на возможность ртутного отравления рабочих металлургических предприятий, перерабатывающих нертутные руды. До него этот вопрос никогда не ставился. Он предполагал, что на металлургических свинцовых заводах ртуть представляет не меньшую опасность для здоровья человека, чем свинец. Кроме того, он первый установил ртуть в углях Донецкого бассейна по наличию ее в саже из дымоходов котельной в Москве, топливом для которой служили донецкие угли. Впоследствии это приобрело чрезвычайно важный санитарный аспект и потребовало определенных охранных мероприятий от возможного ртутного заражения, в том числе и попутного извлечения ртути из нертутных полезных ископаемых. В настоящее время попутная добыча ртути составляет около 4% общего ее производства; предполагается, что к 2000 году она достигнет 8–10% [52]. В настоящей монографии этому вопросу посвящен специальный раздел.

В последние годы жизни А.А.Сауков уделял много внимания проблемам

<sup>31</sup> Сауков А.А., Айдинян Н.Х., Виноградов В.И. К вопросу о миграции ртути в зоне гипергенеза// Труды ИГЕМ АН СССР, 1962. Вып. 70. С. 28.

<sup>32</sup> Сауков А.А. Важнейшие задачи геохимии в связи с проблемой полезных ископаемых// В честь академика Йовчо Смиловича Йовчева. София, 1964. С. 35.

общей геохимии. Упомянем лишь некоторые из них, имевшие важное значение и для судьбы дальнейших исследований в области геохимии ртuti.

В первую очередь это роль геохимии в решении вопросов генезиса месторождений полезных ископаемых (кроме специальных статей по этому вопросу, во всех изданиях его "Геохимии" обязательно присутствовал раздел, посвященный этому вопросу). "Большое внимание в геологии уделяется вопросу о связи месторождений различных полезных ископаемых с теми или иными интрузивными комплексами; несмотря на это, вопрос о большинстве случаев остается открытым, так как применяемая авторами аргументация обычно игнорирует геохимические доказательства... Геохимические работы в этом направлении, безусловно, внесут много нового в решение вопроса о связи месторождений с магмами и в вопрос о рудообразовательных процессах"<sup>33</sup>.

А.А.Сауков отводил большую роль в рудообразующих процессах подземным водам осадочной оболочки Земли. Этому вопросу им посвящена специальная работа "Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях", в которой он писал: "Источником воды, газов и рудных элементов... могут служить осадочные породы, которые в ходе геологической истории переносят их из верхних частей литосферы (из биосферы) в более глубокие области метаморфизма и, наконец, магматизма, что соответствует современным геохимическим представлениям о большом цикле миграции вещества в литосфере"<sup>34</sup>. А.А.Сауков придавал большое значение изучению изотопного состава элементов, важному и для решения проблемы генезиса месторождений, а также разработке "физико-химической теории природных процессов с целью возможно полного учета всех факторов, которые определяют ход и направление этих процессов"<sup>35</sup>. Но, пожалуй, наиболее интересным циклом работ последних лет являются статьи, посвященные исторической геохимии и рассматривающие эволюцию геохимических процессов в истории развития Земли<sup>36</sup>. А.А.Сауков полагал, что «последовательное проведение в геохимических исследованиях принципа историзма может дать очень много, подобно тому как это имело место в других науках (особенно в биологии и исторической геологии) ... Такое изучение может стать содержанием особого раздела, который можно назвать "Историческая геохимия"<sup>37</sup>. Эти идеи А.А.Саукова развивались впоследствии его учениками и коллегами. К такому разряду работ относятся статьи В.И.Виноградова "Историзм в геохимии в свете данных по изотопному составу серы"<sup>38</sup> и "Основные

<sup>33</sup> Сауков А.А. Там же. С. 28–29.

<sup>34</sup> Труды ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып. 46. С. 82.

<sup>35</sup> Важнейшие задачи геохимии в связи с проблемой полезных ископаемых. С. 29.

Сауков А.А. Историзм в геохимии// Взаимодействие наук при изучении Земли. М.: Наука, 1963. С. 285–308; Сауков А.А. Принципы исторической геохимии// Труды XXII сессии Международного геологического конгресса: Тез. докл. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 231–232; Сауков А.А. Эволюция факторов миграции элементов в геологической истории// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 5. С. 3–16.

<sup>37</sup> Сауков А.А. Важнейшие задачи геохимии в связи с проблемой полезных ископаемых. С. 33.

<sup>38</sup> Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973. С. 244–274.

проблемы геологии в свете данных по геохимии изотопов"<sup>39</sup>, А.И.Перельмана и его коллег – Е.Н.Борисенко, А.Е.Самонова, Н.С.Касимова и Н.А.Шмельковой "Геохимическое прошлое ландшафтов"<sup>40</sup>, "Палеогеохимия ландшафтов СССР"<sup>41</sup>, "Историческая геохимия и поиски полезных ископаемых"<sup>42</sup>, а также работы автора<sup>43</sup> [59, 60, 138].

Все эти вопросы применительно к геохимии ртути в той или иной мере развиваются в предлагаемой монографии.

Имя А.А.Саукова увековечено в названиях улиц – в поселке ртутного рудника Хайдаркан, которому он дал жизнь (улица им.Первого разведчика Саукова) и в г. Ярославле. На его родине – в пос. Некоуз Ярославской области – в музее представлена экспозиция, посвященная его жизни и деятельности, а в с. Веретея на здании школы, где он учился, установлена мемориальная доска. Профессор А.И.Перельман написал научную биографию ученого<sup>44</sup>. Сибирский геолог В.И.Васильев назвал его именем ("сауковит") новый ртутный минерал – кадмий- и цинкосодержащий метациннабарит.

Но главное, что увековечило А.А. Саукова, – его труды<sup>45</sup>, в которых одно из первых мест занимают статьи и монография по геохимии ртути, а предложенный им ртутOMETрический метод развивается и совершенствуется; его применение уже позволило открыть новые месторождения и рудопроявления самого различного вещественного состава и сулит много открытий в будущем.

А.А.Сауков оптимистично смотрел на будущее сырьевой базы нашей планеты. Как геохимик он представлял, что подавляющая часть элементов находится в рассеянном состоянии. Так, для ртути только 0,02% сконцентрированы в ее месторождениях. В своих последних статьях, опубликованных после его смерти, "Будущее глазами геохимика"<sup>46</sup> и "Земля – источник химических элементов" он, будучи уже безнадежно больным и зная это, утверждал, что будущее коммунистическое общество будет располагать неограниченными запасами минерального сырья. В статье "Земля – источник химических элементов" он писал: "...наша Земля располагает, по существу, действительно колоссальными запасами любых химических элементов, вполне достаточными, чтобы удовлетворить любые запросы, которые предъявит человечество даже в самом далеком будущем. Однако огромная масса этих запасов не связана с месторождениями, а рассеяна в твердой, жидкой и газообразной оболочках нашей планеты. Извлечение элементов из горных пород, вод и газов атмосферы не представляет каких-

<sup>39</sup> Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 73–87.

<sup>40</sup> Природа. 1970. № 7. С. 68–74.

<sup>41</sup> Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 211–218.

<sup>42</sup> Труды XXVII сессии Международного геологического конгресса: Тез. М., 1984. Т. 5. Секция 11. С. 2.

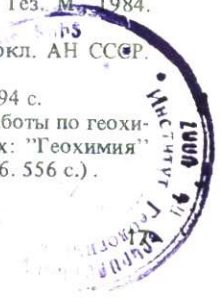
<sup>43</sup> Озерова Н.А. Геолого-исторические аспекты геохимии ртути // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 6. С. 1470–1473.

<sup>44</sup> Перельман А.И. Александр Александрович Сауков. М.: Наука, 1980. 94 с.

<sup>45</sup> Избранные труды А.А.Саукова (куда включены все основные его работы по геохимии ртути и ртутOMETрическому методу) переизданы в двух книгах: "Геохимия" (М.: Наука, 1975. 480 с.) и "Геохимические очерки" (М.: Наука, 1976. 556 с.).

<sup>46</sup> Природа. 1965. № 1. С. 12–24.

4697



либо непреодолимых технологических трудностей, для этого потребуются лишь огромные массы дешевой энергии. Мы уверены, что будущее коммунистическое общество будет располагать такой энергией (вероятнее всего, это будет термоядерная энергия). И тогда проблема сырьевых источников для получения любых химических элементов и в любых количествах будет окончательно разрешена. Поэтому мы смотрим бодро в будущее и не верим предсказаниям буржуазных экономистов, которые пугают человечество якобы ожидающим его в недалеком будущем "сырьевым голодом"<sup>47</sup>.

Все вышеизложенное мы рассматриваем как напоминание о А.А.Саукове в преддверии его 85-летия и как дань уважения к его высоким заслугам, особенно в области геохимии ртути.

---

<sup>47</sup> Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973. С. 27–28.

## РТУТОНОСНОСТЬ РУДНЫХ И ГАЗОНЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ртуть образует промышленные концентрации не только в собственно ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях, но и в гидротермальных рудных месторождениях нертутного состава: колчеданных, полиметаллических, медных и т.д., а также в газовых и газонефтяных.

### РТУТЬ В РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

К настоящему времени довольно представительно изучено распределение ртути в рудах и мономинеральных пробах из рудных месторождений различных типов. Для минералов мы располагаем более 3,5 тыс. анализов, выполненных химическим методом. Они сведены в табл. 1. Следует отметить высокую контрастность в распределении ртути как в целом по минералам (от  $< 5 \cdot 10^{-7}$  до 35%)<sup>1</sup>, так и по отдельным минеральным видам. Основными минералами-концентраторами ртути являются сфалерит, блеклая руда, золото и серебро, в которых содержание ртути может достигать десятков процентов. Следует назвать также минералы, где содержания ртути ниже, но все же повышены и достигают 0,1–2%: пирит, галенит, антимонит, реальгар и гудмундит.

### Минералы-концентраторы ртути

#### *Ртутьсодержащий сфалерит*

До 60-х годов известные содержания ртути в природных образцах сфалерита не превышали 1% (Минералы, 1960 г.). Даже в ртутных месторождениях содержания ртути в сфалерите, определяемые химическими методами, оценивались в десятые доли процента. Использование рентгено-спектрального микроанализа с помощью электронного зонда расширило существующие представления. В.И. Васильев и Ю.Г. Лаврентьев в 1969 г. впервые описали микровыделения сфалерита, содержащего изоморфно в среднем 15,6% Hg при максимальном значении 19,0% (Белоосиповское месторождение в Кузнецком Алатау); тем самым был доказан факт заметного изоморфизма Zn–Hg в природных образованиях ZnS. Кроме того, исследованиями Вахтеля, Кремхеллера и др. (Wachtel, 1960 г.; Kremheller et al., 1960 г.) по синтезу соединений ряда ZnS–HgS доказано существова-

<sup>1</sup> Здесь и далее в мас. %.

Т а б л и ц а 1. Содержание ртути в минералах рудных месторождений

Минералы	Содержание ртути, %	Минералы	Содержание ртути, %
	<i>Рудные</i>		<i>Рудные</i>
Магнетит	$< 1 \cdot 10^{-6} - 9 \cdot 10^{-5}$	Буланжерит	$1,5 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-3}$
Гематит	$4,5 \cdot 10^{-5}$	Плагионит	$2,5 \cdot 10^{-3}$
Ильменит	$(1-4,5) \cdot 10^{-6}$	Джемсонит	$4 \cdot 10^{-6} - 1,4 \cdot 10^{-4}$
Хромит	$(< 1-3,8) \cdot 10^{-6}$	Семсеит	$3,5 \cdot 10^{-4}$
Касситерит	$< 2 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-4}$	Бертьерит	$1 \cdot 10^{-4}$
Вольфрамит	$1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$	Гудмундит	0,24
Троилит (из метеоритов)	$1,7 \cdot 10^{-5} - 1,2 \cdot 10^{-3}$	Антимонит	$2 \cdot 10^{-6} - 0,2$
Пирит	$3 \cdot 10^{-6} - 2,0$	Гетчелит	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Марказит	$2,5 \cdot 10^{-5} - 9 \cdot 10^{-4}$	Реальгар	$< 1 \cdot 10^{-5} - 0,6$
Пирротин	$1 \cdot 10^{-6} - 2,5 \cdot 10^{-4}$	Аурипигмент	$< 1 \cdot 10^{-5} - 3,5 \cdot 10^{-2}$
Пентландит	$1,5 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-4}$	Золото	$5 \cdot 10^{-4} - 15,8$
Арсенопирит	$3 \cdot 10^{-6} - 5,5 \cdot 10^{-4}$	Серебро	$2,5 \cdot 10^{-5} - 3,08$
Молибденит	$6 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-4}$	Сурьма	$(6-8) \cdot 10^{-6}$
Скуттерудит	$1,8 \cdot 10^{-4} - 1,5 \cdot 10^{-3}$	Мышьяк	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Халькопирит	$5 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-2}$		<i>Нерудные</i>
Галенит	$2 \cdot 10^{-6} - 0,7$	Барит	$< 1 \cdot 10^{-6} - 6 \cdot 10^{-2}$
Сфалерит	$2 \cdot 10^{-6} - 35,0$	Флюорит	$5 \cdot 10^{-7} - 1,3 \cdot 10^{-2}$
Вюртцит	$3 \cdot 10^{-6} - 9 \cdot 10^{-5}$	Карбонаты	$5 \cdot 10^{-7} - 6,7 \cdot 10^{-2}$
Аргентит	$3,8 \cdot 10^{-4}$	Кварц, халцедон	$1 \cdot 10^{-6} - 6,7 \cdot 10^{-3}$
Блеклая руда	$3,5 \cdot 10^{-4} - 21,9$	Диккит	$4 \cdot 10^{-6} - 7 \cdot 10^{-2}$
Бурнонит	$1 \cdot 10^{-5} - 5,5 \cdot 10^{-2}$	Серицит	$4 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-2}$
		Целестин	$1 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-5}$

Примечание. Двумя чертами подчеркнуты минералы, максимально концентрирующие ртуть (десятки процентов), одной чертой — минералы-концентраторы с содержанием ртути до десятых долей процента и первых процентов.

ние непрерывного ряда твердых растворов с кубической структурой. Изоморфизм ртути и цинка в кубической модификации HgS был описан ранее (Минералы, 1960 г.; Васильев, 1961, 1963 гг.; и др.). Отсюда очевидно, что ртутьсодержащий сфалерит является членом ряда ZnS—HgS. Поэтому ниже ртутьсодержащие сфалериты и цинксодержащие метациннабариты рассмотрены совместно. В настоящем разделе изложены наши материалы, включая результаты совместных исследований с В.С. Груздевым ([76], Озерова и др., 1976 г.).

*Ртутьсодержащие сфалериты.* В настоящее время установлено, что ртуть является характерной примесью сфалерита, концентрация которой заметным образом определяется генетическими особенностями месторождений и их регионально-тектонической позицией. В целом можно отметить, что в кимберлитовых, медно-никелевых, пегматитовых и скарновых месторождениях содержание ртути в сфалеритах незначительно ( $n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-4} \%$ ). В колчеданных и свинцово-цинковых месторождениях оно увеличивается ( $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-3}$ , редко до  $n \cdot 10^{-2} \%$ ), а в свинцово-цинковых рудопроявлениях, генетически связанных с ртутными, повышается до  $n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-2} \%$ , иногда до 0,1%. Таким образом, для нертутных объектов концентрация ртути в сфалеритах обычно не превышает 0,1%.

В собственно ртутных месторождениях содержание ртути в сфалеритах колеблется в широких пределах: от сотых долей процента до 35%. Ртуть-содержащий сфалерит является весьма распространенным минералом и встречается в ртутных месторождениях различных минеральных типов. Он отмечался нами в рудах монометалльных ртутных месторождений Северного Кавказа и Якутии (Сахалинское, Хпек, Догдо, Кыринское), мышьяково-сурьмяно-ртутных Средней Азии и Якутии (Хайдаркан, Гал-Хая) и ртутно-сурьмяных месторождений Средней Азии (Джижикрут).

На площади ртутных месторождений обычно можно выделить три разновидности сфалерита. К первой относится сфалерит, ассоциирующий с полиметаллической минерализацией, предшествующей по времени формированию ртутных минералов и, как правило, пространственно разобщенной с ртутными рудами. Он сопровождается выделениями галенита, халькопирита, пирита, марказита, пирротина и др. Содержание ртути в таком сфалерите измеряется первыми сотыми долями процента. Из числа изученных сфалеритов к этой разновидности относится сфалерит Хайдарканского месторождения (участки Шор-Булак и Новое). Концентрация в нем ртути составляет 0,0п%. Распределена она, по-видимому, довольно равномерно, поскольку включений ртути с содержанием 0,2–0,3% и выше в объеме 1 мкм установлено не было (чувствительность рентгеноспектрального микроанализа).

Вторая и третья разновидности сфалерита наблюдаются в самих ртутных рудах. Сфалерит второй разновидности образует совместно с киноварью прожилки, скопления и отдельные друзовые обособления. Такой сфалерит отмечался в рудах месторождений Хайдаркан, Джижикрут (Средняя Азия), Мра-Сма (Алжир) и т.д. Содержание ртути в двух пробах подобного сфалерита из месторождения Джижикрут, определенное химическим методом, составляет 0,55 и 0,67%. Изучение с помощью микрозонда показало чрезвычайную неоднородность в ее распределении: содержание ртути изменяется от 0,22 до 12,3%, при этом в ряде зерен ртуть не обнаружена при чувствительности ее определения 0,2% (табл. 2). Наблюдаются зерна с низкими и довольно равномерными ее содержаниями. Однако более характерно контрастное распределение этого элемента; при этом иногда центральная часть зерен обогащена ртутью, но чаще наблюдаются незакономерные вариации ее содержания. Изменение содержания ртути коррелируется с содержанием цинка.

Подобное распределение ртути при близкой средней концентрации 0,24% наблюдалось ранее в синтезированном образце сфалерита (Озерова и др., 1972 г.). Пределы значений содержаний ртути составляли 0,1–5,9% (см. табл. 2, табл. 1); при этом зерна с низким содержанием ртути – 0,1% – характеризовались также довольно равномерным ее распределением.

Третья, наиболее богатая ртутью разновидность сфалерита встречается в виде очень тонкой (размером 0,00п–0,1 мм и менее) неравномерной вкрапленности среди выделений киновари или по контактам ее зерен (месторождения Гал-Хая, Кыра и Догдо в Якутии, Хайдаркан и др.). В редких случаях она образует изолированные зональные кристаллики размером 0,л мм; подобные выделения отмечаются на Сахалинском месторождении на Северном Кавказе, где они наблюдаются в диккитовых прожилках в ассоциации с киноварью, швацитом, метациннабаритом, антимон-

Т а б л и ц а 2. Содержание ртути и цинка в сфалеритах по данным рентгеноспектрального микроанализа

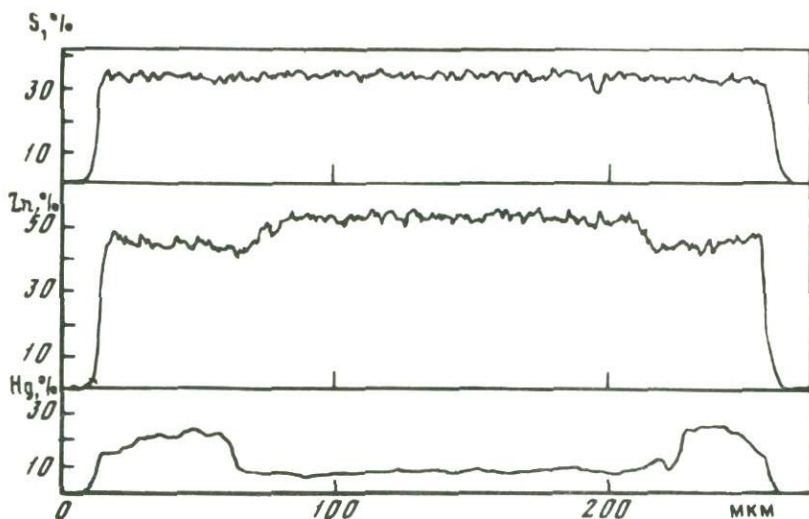
Месторождение, образец	Hg <sub>вал.</sub> % (химическое определение)	Участок микрозондирования	Содержание, %				
			Hg	Zn			
1	2	3	4	5			
Синтезированный	0,24	Несколько зерен	0,1–0,2 (редко до 1)	Не опр.			
		Зерно	1,2–5,9	65,5–62,2			
Джигикрут, образец 1	0,55–0,67 (2)	Зерно 1	2,0 (4)	61,3			
			4,0 (4)	60,0			
			6,2	55,7			
		Зерно 2	9,3	54,6			
			10,7	55,4			
			1,8 (2)	60,8			
			4,2 (2)	60,0			
			6,6	56,05			
			6,7 (3)	57,5			
		Зерно 3	8,8 (2)	57,4			
			3,7 (3)	60,1			
			4,8 (2)	60,1			
		Зерно 4	0,53	62,5			
			1,7 (2)	60,8			
			3,6 (3)	59,8			
7,7 (3)	57,5						
0,25	63,0						
Зерно 5	2,2 (5)	61,3					
	4,4 (3)	59,7					
	5,8 (5)	59,0					
	9,3 (2)	55,9					
Образец 2	0,55–0,67 (2)	Зерно 1	0,22 (12)	62,4			
			2,2	61,6			
		Зерно 2	3,4	63,2			
			4,9	58,3			
			6,7	58,8			
		Зерно 3	1,1	62,2			
			3,4	60,2			
			5,6	59,5			
			8,9	58,2			
			6,7	59,3			
		Зерно 4	5,6–12,3	59,3–55,6			
			2,2–12,3	60,8–55,0			
Образец 3	Не опр.	Десятки зерен	Не обн.	Не опр.			
		Зерно 1	19,85	„			
			То же	22,04	„		
		Сахалинское	Не опр.	Зерно 1	край	25,4	42,4
					середина	8,1	54,9
				Зерно 2	край	25,4	42,4
					край	18,0	46,2
				Зерно 2	середина	8,6	54,4
					край	19,8	46,0

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5
		Зерно 3 край	26,5	Не опр.
		середина	9,0	"
Хайдарканское	Не опр.	Зерно*	32,28	42,80
Кыринское	"	Зерно*	16,44	55,92
Догдинское	"	Зерно*	22,03	49,68
			22,18	48,97
			24,29	47,65
			27,70	44,73
Кульпольной Гал-Хая	Не опр.	10 зерен	11,70–18,45	
	"	Зерно 1 (5)	20,69–29,58	49,31–43,54
		Зерно 2	20,04–35,04	48,68–40,64
		Зерно 3	21,41	44,80
		Зерно 4	17,21	49,42
		Зерно 5 (4)	19,00–32,07	52,25–42,05
		Зерно 6 (2)	18,64	48,15
		Зерно 7 (2)	14,83–20,21	52,3–48,67
		Зерно 8 (2)	18,14–31,55	49,63–39,49
		Зерно 9 (2)	20,81	48,70
		Зерно 10 (2)	17,35	47,01
		Зерно 11	17,77	Не опр.
			17,80	"
			18,95	"
		Зерно 12	31,09	41,63
			31,44	40,03
		Зерно 13	8,86	Не опр.
			19,10	"
		Зерно 14*		
		светлый участок	13,48	"
		темный "	10,49	"
		Зерно 15*		
		светлый участок	21,27	50,49
		то же	22,99	49,63
		темный участок	15,13	53,34
		Зерно 16*		
		светлый участок	23,18	Не опр.
		темный "	16,25	"
		Зерно 17*		
		светлый участок	16,43	"
		темный "	9,78	"
		Зерно 18*		
		светлый участок	21,87	Не опр.
		то же	27,75	"
		темный участок	14,00	"
Белоосиповское	Не опр.	Зерно		
		светлый участок	14,29	"
		темный "	9,44	"

\*Данные В.С. Груздева.

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторах JXA-5 и "Самека" по характеристическому рентгеновскому излучению  $HgL_{\alpha_1}$  и  $ZnK_{\alpha_1}$ . В скобках — число определений.



Фиг. 1. Распределение ртути, цинка и серы в зерне сфалерита из Сахалинского месторождения

нитом, цинкенимом, пиритом, халькопиритом и другими минералами. Ранее такой сфалерит был описан В.И. Васильевым на Белоосиповском месторождении в Кузнецком Алатау (1969 г.).

Распределение ртути в этой разновидности сфалерита характеризуется чрезвычайной изменчивостью содержаний, даже на расстоянии в несколько микрон (табл. II). Очень показателен в этом отношении сфалерит из месторождения Гал-Хая. Содержания в нем ртути изменяются в широких пределах: 8,86–35% (см. табл. 2). Во всех случаях содержания ртути находятся в обратной зависимости от содержания цинка. В сфалерите из этого месторождения установлены самые высокие из известных концентраций ртути — до 35,0%, что соответствует 21 мол. %. Эти зерна очень мелкие, обычно имеют размер 5–10 мкм, редко достигают 20 мкм и встречаются в кварц-кальцитовых прожилках в ассоциации с киноварью.

Более закономерно распределение ртути в зональных кристаллах сфалерита этой разновидности. Так, на примере кристаллов с Сахалинского месторождения показано (фиг. 1), что центральные их части характеризуются пониженным и довольно равномерным распределением ртути (8–9%), а краевые — обогащены этим элементом до 26,5% и соответственно обеднены цинком (см. табл. 2 и II).

Изоморфное вхождение ртути в сфалерит подтверждается и изменением параметров его кристаллической решетки (табл. 3). Это заметно даже при средней концентрации ртути в десятые доли процента. Изучение параметров отмечалось для вышеупомянутого синтезированного сфалерита и для одного из образцов сфалерита месторождения Джижикрут. Для богатых ртутью сфалеритов (8–35% Hg) параметры решетки изменяются в очень широких пределах в связи с описанным выше весьма неоднородным распределением ртути даже в отдельных зернах. Установленные значения параметров находятся в пределах 5,418–5,492 Å. На

Таблица 3. Параметры решетки соединений ряда ZnS-HgS (кубическая сингония) в зависимости от содержания в них ртути

Искусственные соединения			Природные образцы		
содержание ртути, %	a, Å	литературный источник	содержание ртути, %	a, Å	литературный источник, месторождение, минерал
0,0	5,406	Wachtel, 1960 г.	0,0	5,407	Berry, Thompson, 1962 г.
0,0	5,4075	Шадлун, Дмитриева, 1966 г.			(сфалерит)
0,0	5,410 ± 0,001	Сауков и др., 1972 г.			
Среднее 0,24 (от 0,1 до 5,9)	5,416 ± 0,001	То же	Среднее 0,6 (от < 0,2 до 12,3)	5,418 ± 0,002	Джизжикрут* (сфалерит)
9,8	5,429	Wachtel, 1960 г.	11,1-19,0	5,455	Васильев, Лаврентьев, 1969 г.
			8,1-26,5	$a_1 = 5,431 \pm 0,002$	(Hg-сфалерит)
				$a_2 = 5,465 \pm 0,004$	Сахалинское <sup>2*</sup>
			8,86-35,04	$(5,442-5,463) \pm 0,005$	(Hg-сфалерит)
				$(5,444-5,462) \pm 0,003$	Гал-Хая <sup>2*</sup>
				$(5,452-5,474) \pm 0,003$	(Hg-сфалерит)
				$a_{\text{сред}} = 5,463 \pm 0,003$	
			16,44	$(5,468-5,492) \pm 0,003$	Кыринское <sup>2*</sup>
					(Hg-сфалерит)
26,78	5,469	Wachtel, 1960 г.		$a_{\text{сред}} = 5,472 \pm 0,003$	
32,26	5,486	То же	22,03-27,70	$a_{\text{сред}} = 5,477 \pm 0,007$	Догдо <sup>2*</sup>
					(Hg-сфалерит)
38,24	5,516	"			
43,63	5,532	"			
52,98	5,569	"			
67,4	5,665	"			

Таблица 3 (окончание)

Искусственные соединения			Природные образцы		
содержание ртути, %	a, Å	литературный источник	содержание ртути, %	a, Å	литературный источник, месторождение, минерал
73,62	5,79	Михеев, 1957 г.	Не опр.	5,71 ± 0,01	Хайдаркан <sup>3*</sup> (гвадалкацарит; Zn 8,56%)
78,05	5,745	Wachtel, 1960 г.	67,45	5,799 ± 0,001	Васильев, 1966 г. (сауковит; Cd 11,72, Zn 3,10%)
			81,46	5,83 ± 0,008	Васильев, 1963 г. (гвадалкацарит; Zn 2,69%)
			Не опр.	5,84 ± 0,01	Балгикачкан <sup>3*</sup> (метациннабарит; Zn 1,81%)
			”	5,84 ± 0,01	Гал-Хая <sup>3*</sup> (метациннабарит; Zn 0,25%)
86,21	5,8517	Swanson et al., 1955 г.	86,21	5,847	Беггу, Thompson, 1962 г. (метациннабарит)

\* Дифрактометр ДРОН, Си-излучение; в качестве стандарта использовался кремний.

<sup>2</sup> \* Камера РКУ-114, Fe-излучение; в качестве стандарта использовался кремний.

<sup>3</sup> \* Камера РКД-57, Fe-излучение; в качестве стандарта использовался кремний; данные В.С. Груздева.

рентгенограммах таких сфалеритов отдельные рефлексы представлены широкими линиями, исключая возможность разрешения  $\alpha$ -дублета. Лишь для зональных кристаллов Сахалинского месторождения на порошковой диаграмме в области больших углов отчетливо фиксируются рефлексы, отвечающие двум разновидностям сфалерита с различным содержанием ртути:  $a_1 = 5,431 \text{ \AA}$  и  $a_2 = 5,465 \text{ \AA}$ . Рентгенометрические данные по природным сфалеритам находятся в согласии с известными данными по синтезированным образцам (см. табл. 3).

*Цинксодержащие метациннабариты.* Метациннабарит в небольших количествах установлен в большинстве ртутных месторождений. Обычно он содержит десятые доли процента цинка, реже — первые проценты; максимально известное содержание цинка в метациннабарите составляет 4,23% (Минералы, 1960 г.).

Были изучены метациннабариты из ртутных месторождений Гал-Хая, Балгикакчан, Звездочка, Догдо (Якутия), Хайдаркан, Чаувай, Джижикрут (Средняя Азия), Сахалинское (Северный Кавказ), Большой Шаян (Закарпатье), Первенец (Чукотка), Терлиг-Хая (Тува), Исмаил и Гениша (Алжир). В этих месторождениях он встречается в ассоциации с киноварью, иногда с ртутьсодержащим сфалеритом (Гал-Хая, Догдо, Хайдаркан, Сахалинское). В большинстве изученных месторождений, кроме Хайдаркана, содержание цинка в метациннабарите не превышает известные пределы и достигает 3%. Параметры решетки —  $5,83\text{--}5,85 \text{ \AA}$  — аналогичны таковым для метациннабаритов и гвадалкацаритов, приведенным в справочниках (Минералы, 1960 г.; Berry, Thompson, 1962 г.; Swanson et al., 1955 г.; и др.).

Гвадалкацарит месторождения Хайдаркан отличается чрезвычайно высокими концентрациями цинка, достигающими 8,56%, что составляет примерно 26 мол.%  $\text{ZnS}^1$ . Минеральная ассоциация, в которой он встречается, отлична от вышеуказанных метациннабаритов и характеризуется развитием сложных сульфидов — акташита, галхаита, ливингстонита, ртутьсодержащих блеклых руд, гетчелита, вакабаяшилита и ряда других. Параметр решетки этого минерала заметно ниже, чем вышеописанных метациннабаритов, и равен  $5,71 \pm 0,01 \text{ \AA}$ .

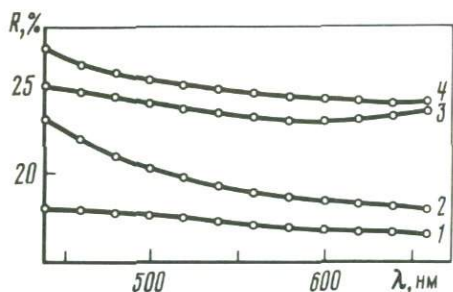
Следует отметить, что в отличие от распределения ртути в  $\text{ZnS}$  цинк в кубических разновидностях  $\text{HgS}$  распределен значительно более равномерно. Это относится как к собственно гвадалкацаритам, так и к цинксодержащему онофриту и сауковиту. Так, по данным рентгеноспектрального микроанализа, содержание цинка в онофрите из месторождения Кульджук (Средняя Азия) изменяется в пределах 0,2–2% при среднем содержании цинка 1,3%, а в образце сауковита из месторождения Уланду (Горный Алтай) дисперсия в распределении цинка не превышает одного процента при среднем содержании цинка в анализируемом образце 2,7%. Соответственно на рентгенограммах все рефлексы имеют отчетливые отражения.

Изоморфное вхождение ртути в сфалерит и цинка в метациннабарит заметным образом сказывается на физических свойствах этих минералов,

<sup>1</sup> Установлено В.С. Груздевым.

в частности на отражательной способности, микротвердости, удельном весе, а также их химической устойчивости.

Значительные концентрации ртути в сфалерите заметно увеличивают коэффициент отражательной способности, а присутствие цинка в метациннабарите снижает эту величину (табл. 4, фиг. 2). Для ртутьсодержащего сфалерита вследствие контрастного распределения в нем ртути различие в отражательной способности фиксируется даже визуально при наблюдении минерала в отраженном свете (см. табл. 4), но особенно хорошо это заметно в токе поглощенных электронов (см. табл. II). Для гвадалкацаритов



Фиг. 2. Спектры отражения сульфидов системы ZnS-HgS

1 — клеюфан; 2 — ртутьсодержащий сфалерит; 3 — гвадалкацарит; 4 — метациннабарит

из-за довольно равномерного распределения в нем цинка такая зависимость в пределах одного образца визуально не отмечается, но отчетливо выявляется при сопоставлении коэффициентов отражательной способности цинксодержащих разновидностей и чистого метациннабарита (см. табл. 4).

Исследования синтетических соединений системы ZnS-HgS (Kremheller et al., 1960 г.) показали, что присутствие значительных количеств ртути в кристаллической решетке ZnS приводит к уменьшению ширины запрещенной зоны.

Изменение величины микротвердости ZnS в зависимости от содержания в нем ртути было описано ранее для синтезированного образца [90]. Было показано, что в синтезированном сфалерите, не содержащем ртути, значения микротвердости составляют 169,4–193,8 кг/мм<sup>2</sup>, а в искусственно полученном образце с неравномерным ее распределением (0,1–5,9%) величины микротвердости варьируют в широких пределах (от 139,2 до 341,5 кг/мм<sup>2</sup>). Для природных образцов сфалерита В.И. Васильев и

Таблица 4. Коэффициенты отражательной способности сульфидов системы ZnS-HgS в области 440–660 нм

Минерал	Месторождение				
		440	460	480	500
Клеюфан	Сокольное (Алтай)	18,0	17,9	17,8	17,7
Hg-сфалерит	Догдо (Якутия)	22,9	22,0	21,0	20,3
Гвадалкацарит	Хайдаркан (Средняя Азия)	24,9	24,6	24,2	23,9
Метациннабарит	Исмаил (Алжир)	26,9	26,2	25,7	25,4

Примечание. Измерения производились на установке ПООС-1.

Ю.Г. Лаврентьев [14] показали наличие четкой зависимости увеличения значений микротвердости минерала с повышением концентрации ртути.

Удельный вес изучавшихся ртутьсодержащих сфалеритов точно определить не удалось, однако установлено, что такие сфалериты тонут в жидкости Клеричи (уд. вес 4,25), в то время как безртутные сфалериты имеют удельный вес 3,9–4,1 (Минералы, 1960 г.). Рентгеновская плотность ртутьсодержащего сфалерита при 20 мол. % HgS и  $a = 5,495 \text{ \AA}$  достигает 4,98. Рентгеновская плотность гвадалкаарита, содержащего 25 мол. % ZnS ( $a = 5,73 \text{ \AA}$ ), равна 7,02, а для чистого HgS ( $a = 5,85 \text{ \AA}$ ) – 7,72.

Часть изучавшихся ртутьсодержащих сфалеритов люминесцирует в ультрафиолетовых лучах. Особенно яркой люминесценцией обладают сфалериты из месторождения Гал-Хая, где наблюдались оранжевые, ярко-желтые и зеленые цвета люминесценции в пределах одного и того же образца. Исследование электролюминесценции синтезированных образцов в системе ZnS–HgS показало, что цвет свечения определяется относительным количеством HgS в ZnS (Wachtel, 1963 г.). При отношении ZnS : HgS, равном 100 : 1, цвет свечения зеленый; при увеличении концентрации HgS он сдвигается в длинноволновую область, а при ZnS : HgS, равном 3 : 1, становится темно-красным.

Полученные данные значительно расширяют известные пределы изоморфизма в природных соединениях ряда сфалерит–метациннабарит. Максимальное содержание ртути в ZnS составляет 35% (21 мол.%), а цинка в HgS – 8,56% (25 мол.%). Однако полный ряд твердых растворов ZnS–HgS, полученных экспериментальным путем, в природных образованиях пока не известен. Изоморфное вхождение ртути в сфалерит и цинка в метациннабарит установлено по четкой обратной корреляции содержаний ртути и цинка и по изменению параметров кристаллической решетки минералов. Вхождение Hg в ZnS и Zn в HgS отчетливо влияет на оптические характеристики, удельный вес, микротвердость, электролюминесценцию этих соединений.

Исследование системы ZnS–HgS продолжается. Среди экспериментальных работ по системе следует указать работы В.Л. Таусона с соавторами [98]. Кроме того, установлены новые находки ртутьсодержащих сфалеритов с высоким содержанием ртути: до 29,7% в месторождениях Горного Алтая, Тувы и Монголии [14] и до 26,7% на месторождении Сантандер в Испании [124].

λ, нм

	520	540	560	580	600	620	640	660
	17,6	17,8	17,2	17,1	17,0	16,9	16,8	16,7
	19,9	19,5	19,1	18,8	18,6	18,5	18,2	18,1
	23,6	23,4	23,3	23,0	23,0	23,2	23,4	23,6
	25,1	24,8	24,6	24,4	24,3	24,2	24,0	24,1

## *Ртутьсодержащие блеклые руды*

Ртутьсодержащие блеклые руды известны более 150 лет. До недавнего времени они относились к редким минералам. В настоящее время известно, что на ряде месторождений они встречаются в промышленных количествах. Максимальная концентрация ртути в блеклых рудах, согласно справочным данным и сводкам по блеклым рудам, составляет 17,3%; в то же время в последние 20–30 лет описаны блеклые руды с более высокими содержаниями ртути: 24% на месторождении Манто де Вальдивия в Чили (McAlister, 1950 г.), 19% на месторождении Рудняны в Чехословакии (Bernard, 1961 г.; Бернард, 1963 г.), 21,8% на месторождении Чазадыр в Туве (Васильев, Лаврентьев [15]), 18,9% на месторождении Чипровцы в Болгарии (Atanasov, 1975 г.) и 21,6% на месторождении Кульпольней на Чукотке [45, 69]. Если первое, самое высокое из имеющихся значений (химический анализ Домейко, 1897 г.), вызывает сомнение (пересчет анализа дает формулу, отличную от формулы блеклой руды), то другие данные достаточно обоснованы. На основании известных ранее анализов полагалось, что ртутью обогащены лишь сурьмянистые блеклые руды, в связи с чем название "швацит" было синонимом ртутьсодержащего тетраэдрита. В последние десятилетия обнаружены ртутьсодержащие блеклые руды со смешанным составом полуметаллов, а также существенно мышьяковистые ( $Sb \sim 1\%$ ); это данные J.N. Faick (1958 г.), М.М. Безуголова (1973 г.), В.И. Васильева и Д.Г. Лаврентьева [15], Н.М. Митряевой (1975 г.), V.A. Atanasov (1975 г.), Н.Н. Мозговой и др. [45, 69] и т.д.

Несмотря на длительную историю исследования, многое в характеристике ртутьсодержащих блеклых руд оставалось неясным. Так, из-за многокомпонентного состава недостаточно исследовано влияние ртути на параметр элементарной ячейки и свойства: были установлены лишь качественные зависимости. Исследованию ртутьсодержащих блеклых руд на современном уровне посвящены в последние годы детальные работы В.И. Васильева, И. Ройковича, М. Шарлат, Ц. Леви, Н.Н. Мозговой, А.И. Цепина и др. Н.Н. Мозгова и А.И. Цепин обобщили свои многолетние исследования в специальной монографии, посвященной блеклым рудам (1983 г.). Ртутьсодержащие разновидности блеклых руд рассмотрены ими и автором в специальных статьях [45, 46, 69]; по результатам этих исследований в настоящей работе дается характеристика этих минералов, дополненная новыми материалами личных сборов на месторождениях Рудняны и Рожнява (ЧССР). Анализы объединены в табл. 5–7. Мы не ставили своей целью здесь охарактеризовать полностью ртутьсодержащие блеклые руды, их сложный многокомпонентный состав. Они рассмотрены лишь в связи с их ртутьносностью; поэтому в табл. 5–7 приводятся результаты определения ртути, а также сурьмы и мышьяка, чтобы была ясна принадлежность этих минералов соответственно к тетраэдриту, теннантиту или к блеклым рудам со смешанным составом. Табл. 5 включает данные по ртутным месторождениям (монометалльным ртутным и ртутьно-сурьмяно-мышьяковым), где промышленным минералом ртути является практически одна киноварь. Ртутные блеклые руды здесь весьма редки, а на месторождениях Терлиг-Хая и Сахалинское отмечены только в шлифах. Они либо предшествуют выделению киновари, либо встречаются с ней совместно. Табл. 6

Т а б л и ц а 5. Содержание ртути, сурьмы и мышьяка в блеклых рудах монометаллических ртутных и ртутно-сурьмяно-мышьяковых месторождений

Месторождение, регион	Номер образца	Фаза	Содержание, %		
			Hg	Sb	As
<i>Монометаллические ртутные месторождения</i>					
Терлиг-Хая (Тува)	A-1	1	20,46	21,56	3,20
		2	20,99	19,57	4,20
Захалинское (Северный Кавказ)	A-2		11,18	28,04	—
<i>Ртутно-сурьмяно-мышьяковые месторождения</i>					
Хайдаркан (Южная Фергана)	A-3	1	15,13	18,19	6,28
		2	14,17	17,57	7,22
		3	14,10	16,39	7,83
		4	13,61	16,90	9,19
		5	13,26	15,44	8,04
		6	13,00	15,72	8,16
		7	11,81	23,57	3,28
		8	11,79	16,72	8,43
		9	10,28	14,62	9,13
		10	9,70	17,27	7,26
		11	9,03	14,56	9,49
		12	8,12	16,63	7,93
		13	8,10	15,70	8,40
		14	8,10	15,86	8,54
		15	6,86	24,37	3,10
Чаувай (Южная Фергана)	A-4	1	8,68	18,29	6,88
		2	8,67	17,80	7,22
		3	8,40	15,95	8,56
		4	8,40	18,80	6,63
		5	8,26	18,33	6,86
		6	7,62	18,59	6,76
		7	7,46	18,33	6,72
		8	7,45	7,53	14,16
		9	7,35	8,15	13,47
Чаувай (Южная Фергана)	A-5		9,45	15,36	8,07
	A-6	1	12,45	16,63	7,39
		2	11,13	18,00	6,76
		3	11,04	16,72	7,56
		4	9,68	14,35	9,46
5		8,42	14,24	9,67	

объединяет ртутьсодержащие блеклорудные месторождения, где блеклые руды входят в число главных рудных минералов. Среди них выделяются блеклорудно-киноварные месторождения (Кульпольней, Клайд-Фокс), блеклорудно-полиметаллические (Тепар, Аргская группа), блеклорудно-сидеритовые, иногда с киноварью (месторождения Чехословакии) и собственно блеклорудные (Югославия). В этих месторождениях в одних случаях ртутьсодержащие блеклые руды развиты весьма широко и уже исполь-

Т а б л и ц а 6. Содержание ртути, сурьмы и мышьяка в блеклых рудах ртутьсодержащих блеклорудных месторождений

Месторождение, регион	Номер образца	Фаза	Содержание, %			
			Hg	Sb	As	
1	2	3	4	5	6	
Кульпольней (Чукотка)	Б-1	1	20,43	17,23	6,43	
		2	20,42	8,53	11,85	
		3	20,19	18,71	5,16	
		4	20,18	9,34	11,51	
		5	20,14	13,09	8,69	
		6	19,99	10,68	10,66	
		7	19,61	11,78	9,88	
		8	19,94	14,26	8,30	
		9	19,35	23,63	2,08	
	Б-2	10	17,38	23,43	2,82	
		11	17,56	21,76	4,23	
		12	17,81	22,97	3,02	
	Б-3		13,96	19,36	5,37	
	Б-4	1	21,49	0,70	17,62	
		2	21,35	0,47	17,57	
		3	20,67	9,75	11,40	
		4	21,59	0,93	16,96	
		5	19,99	10,14	11,31	
		6	20,69	11,92	10,16	
	Б-5	7	19,54	11,37	9,98	
		8	19,84	9,53	11,19	
9		19,67	23,89	1,76		
10		19,77	9,96	11,32		
11		19,73	10,74	10,64		
12		20,00	9,83	11,31		
Б-6		15,53	11,55	10,05		
Б-7	1	19,62	18,05	5,21		
	2	19,30	18,32	5,37		
Аргская группа (Средняя Азия)	Б-9	1	3,51	24,15	3,73	
		2	16,58	18,94	5,31	
		3	7,31	23,75	4,88	
		4	18,59	22,85	3,83	
	Б-10	1	7,35	16,34	8,75	
		2	0,37	26,06	3,49	
		3	0,10	28,10	2,33	
		4	1,46	23,22	5,06	
		5	1,40	27,31	2,06	
		6	8,91	8,81	13,76	
		7	9,26	12,38	11,42	
	Тепар (Северный Тянь-Шань)	Б-11	1	5,16	19,27	7,28
			2	4,87	12,57	12,53
3			4,62	12,95	12,96	
Рудняны (ЧССР)	Б-12	1	18,29	18,69	4,88	
		2	17,68	17,41	6,17	
		3	17,46	18,01	5,50	

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
	Б-13	1	10,76	21,96	4,95
		2	9,09	21,58	5,01
		3	9,68	20,92	5,44
		4	9,13	21,02	5,80
		5	9,38	19,73	6,35
		6	5,82	20,86	6,36
	Б-14	1	10,54	19,20	5,02
		2	9,96	19,46	5,02
		3	10,25	19,42	4,84
	Б-15		2,09	23,13	4,40
Груба жила					
горизонт 475,3 м	1	1	1,45	21,33	6,15
		2	1,63	23,78	4,48
горизонт 250,0 м	2	1	1,63	21,04	6,14
		2	2,20	26,26	2,82
	3	1	2,26	23,45	4,93
		2	2,01	22,09	5,51
		3	2,21	22,43	5,39
горизонт 177,3 м	4	1	2,54	20,09	6,59
		2	4,23	26,82	1,93
	5	1	2,56	20,89	5,51
		2	2,39	20,27	5,73
		3	2,64	20,38	5,95
Жила Дрождак					
горизонт 333,0 м	6	1	15,43	21,09	2,14
		2	15,20	21,21	2,79
		3	11,95	16,41	7,75
	7	1	12,69	19,59	3,89
		2	13,02	17,56	5,88
		3	10,72	17,00	5,64
горизонт 258,0 м	8	1	2,65	23,48	4,44
		2	2,63	23,56	4,71
		3	2,64	22,14	5,41
горизонт 183,5 м	9	1	3,82	19,79	6,46
		2	3,56	20,80	5,98
		3	2,65	20,42	6,40
	10	1	2,61	19,32	7,49
		2	2,71	19,85	6,99
		3	2,43	18,61	7,72
Рожнява (ЧССР)	Б-16	1	2,08	28,07	1,48
		2	1,34	26,84	2,05
		3	1,41	26,78	2,23
		4	1,43	27,46	1,55
		5	0,86	27,83	1,47
		6	0,96	26,28	2,07
Жила Мария					
горизонт 180,9 м	15	1	1,56	28,86	1,05
		2	1,73	29,95	0,47
		3	1,75	30,33	0,17

Т а б л и ц а 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
	16	1	1,41	29,50	0,78
		2	1,53	30,38	0,41
		3	1,36	29,45	0,61
горизонт 79,9 м	14	1	1,15	28,30	1,53
		2	1,20	27,87	1,85
		3	1,25	28,39	1,57
	13	1	1,45	27,03	2,15
		2	1,18	25,90	2,73
		3	1,23	25,63	2,96
горизонт 31,0 м	11	1	1,41	29,11	0,33
		2	1,12	29,48	0,63
		3	1,32	29,14	0,96
	12	1	1,09	28,63	0,88
		2	1,29	28,90	1,20
		3	1,13	28,13	1,48
Гельница (ЧССР)	Б-17	1	0,69	19,54	6,12
		2	0,97	27,73	0,76
		3	0,51	20,05	6,51
		4	0,74	18,91	4,99
		5	1,26	27,45	0,70
Нижна Слана (ЧССР)	Б-18	1	0,50	30,19	0,64
		2	0,83	29,97	0,63
		3	0,73	29,97	0,56
Словинка (ЧССР)	Б-19	1	0,07	4,36	17,32
		2	1,30	25,00	2,85
		3	0,46	21,34	5,55
		4	1,10	25,09	2,54
Яиче (Югославия)	Б-22		6,9	26,6	1,3
Мрачай (Югославия)	Б-23		5,15	22,23	4,48
Швац (Австрия)	Б-24	1	8,21	13,81	9,48
		2	8,21	16,17	8,91
		3	8,04	16,27	8,70
	Б-25	1	0,57	16,63	9,46
		2	0,59	15,14	10,42
		3	0,61	15,50	10,33
Бригслег (Австрия)	Б-26	1	1,00	16,91	9,01
		2	0,92	15,26	10,15
		3	0,87	17,12	8,92
		4	0,85	13,82	11,08
		5	0,79	17,26	9,40
		6	0,75	16,04	9,87
		7	0,74	14,20	10,72
		8	0,73	14,58	10,36
		9	0,70	17,44	8,69
		10	0,70	15,39	10,09
		11	0,61	11,18	12,84
		12	0,54	14,61	10,63

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Клайд-Фокс (Канада)	B-27 (21)	1	2,77	24,72	3,16
		2	2,57	24,36	4,04
		3	2,48	23,82	4,12
		4	2,38	23,96	4,09
		5	2,25	24,34	4,09
		6	0,46	27,07	2,24

Примечание. Для однотипных анализов приведены значения, характеризующие диапазон содержаний элементов; в скобках — число определений.

зуются для попутного извлечения ртути (Рудняны), в других — с этих позиций заслуживают пристального внимания. Соотношения блеклых руд с киноварью здесь различны: обычно они предшествуют киновари (Рудняны), а иногда развиваются после нее (Кульпольней). Табл. 7 объединяет месторождения, различные по вещественному составу (полиметаллические, вольфрамовые, золоторудные и оловянные), где блеклые руды развиты незначительно, а иногда фиксируются только в шлифах; обычно они выделяются в поздние стадии процесса рудообразования. Как следует из таблиц, содержания ртути в блеклых рудах изменяются от сотых долей процента до значений, превышающих 20%. Пересчеты этих анализов показали, что максимальное количество атомов ртути в формуле блеклых руд близко 2 и не превышает этого значения; в весовых процентах это соответствует 20,67% ртути в тетраэдрите и 22,88% — в теннантите. Наиболее близки этим значениям анализы тетраэдрита из месторождения Терлиг-Хая и теннантита из месторождения Кульпольней.

Для разных по составу месторождений отмечаются различные максимальные содержания ртути в блеклых рудах. Высокортутистые блеклые руды (Hg 10–20%) обнаружены лишь в монометалльных ртутных, ртутно-сурьмяно-мышьяковых и некоторых блеклорудных (швацитовых) месторождениях (см. табл. 5, 6). В медно-свинцово-цинковых и ртутьсодержащих сурьмяно-вольфрамовых месторождениях содержания ртути в блеклых рудах не превышают 6%, в свинцово-серебряно-цинковых и золоторудных малосульфидных — 2%, а в касситерит-сульфидных и медно-колчеданных — 1% (см. табл. 7).

Концентрация ртути в блеклых рудах на некоторых месторождениях сохраняется довольно выдержанной; так, например, на швацитовом месторождении Кульпольней она в основном равна 17,4–21,6%. Но в большинстве месторождений она заметно варьирует. Пределы содержаний особенно контрастны в ртутно-сурьмяно-мышьяковых месторождениях и некоторых ртутьсодержащих месторождениях блеклорудного типа (Аргская группа и Рудняны); при этом резкая изменчивость концентраций ртути отмечается в пределах шлифа или даже отдельных зерен. Следует указать, что сходные вариации содержаний ртути в блеклых рудах месторождения Рудняны установлены ранее на основе химических анализов (Бернард, 1951 г.).

Т а б л и ц а 7. Содержание ртути, сурьмы и мышьяка в блеклых рудах комплексных месторождений различного состава

Типы месторождений	Месторождение, регион	Номер образца	Фаза	Содержание, %			
				Hg	Sb	As	
Сурьмяно-вольфрамовое (с ртутью и золотом)	Воси (Китай)	В-1	1	5,81	29,19	0,80	
			2	1,02	28,81	0,96	
			3	0,50	28,99	1,15	
			4	0,37	29,69	0,76	
			5	0,25	29,87	0,60	
Свинцово-серебряно-цинковое	Пршибрам (ЧССР)	В-2	1	2,24	28,41	0,43	
			2	2,04	27,91	1,12	
			3	2,12	28,67	0,61	
Медно-свинцово-цинковые	Батна-Орес (Алжир)	В-3		3,78	21,31	4,67	
	Маффуда (Алжир)	В-4		5,64	23,15	4,40	
Медноколчеданное	Узельгинское (Южный Урал)	В-5	1	0,09	1,45	18,73	
			2	0,12	6,94	15,59	
			3	0,10	3,67	17,55	
			4	0,02	0,10	20,11	
				0,07	0,06	20,22	
			В-6	1	0,19	3,27	18,20
				2	0,02	13,10	11,72
				3	0,14	19,21	7,80
	В-7	1	0,50	7,72	14,84		
		2	0,39	9,65	13,82		
		3	0,37	7,25	15,52		
		4	0,37	8,01	15,49		
		5	0,37	5,86	16,51		
		6	0,54	8,16	14,57		
		7	0,30	8,82	14,13		
		8	0,30	8,28	14,42		
Золоторудные	Ключевское (Восточное Забайкалье)	В-9	1	1,95	23,99	4,57	
			2	1,81	25,29	4,00	
			3	1,73	26,04	3,52	
			4	1,68	25,71	3,76	
			5	1,58	23,41	5,16	
			6	1,50	25,54	3,38	
			7	1,29	28,22	2,91	
			8	1,25	23,78	5,12	
			9	1,17	25,05	3,55	
			10	1,14	9,52	14,44	
			11	1,07	25,72	3,99	
			12	0,72	8,47	15,07	
	Якутия	Б-10	1	0,44	26,37	2,64	
2			0,13	27,47	0,01		
Оловянные (касситерит-сульфидные)	Эге-Хая (Якутия)	В-11	1	0,10	27,58	0,34	
			2	0,34	25,43	1,27	
			3	0,27	25,60	1,93	
		В-12	1	0,29	27,26	0,11	
			2	0,15	27,32	0,08	
			3	0,20	26,73	—	

Отношение  $As/Sb^I$  в ртутьсодержащих блеклых рудах колеблется в широких пределах — от крайних теннантитов до почти чистых тетраэдритов. Причем высокортутистые блеклые руды представлены как мышьяковистыми и сурьмяно-мышьяковистыми разновидностями (ртутно-сурьмяно-мышьяковые и ртутьсодержащие блеклорудные месторождения), так и существенно сурьмяными (монометалльные ртутные месторождения). Средние и низкие содержания ртути отмечаются в основном в смешанных и сурьмянистых разновидностях. Исключение составляют преимущественно мышьяковистые блеклые руды месторождения Узельга, где содержание ртути не превышает десятых долей процента. Следует подчеркнуть, что наиболее высокое содержание ртути, близкое к предельно возможному, установлено в почти чистых теннантитах, тогда как крайняя разновидность ртутьсодержащего тетраэдрита до сих пор не встречена. Такие образом, какого-либо преимущества в обогащении ртутью сурьмянистых блеклых руд по сравнению с мышьяковистыми, как это считалось ранее, не отмечается. Показательны в этом отношении блеклые руды месторождения Кульпольней: при практически неизменном высоком содержании ртути количество мышьяка и сурьмы в них меняется от почти крайних сурьмянистых до крайних мышьяковистых разновидностей (табл. III, фиг. 3).

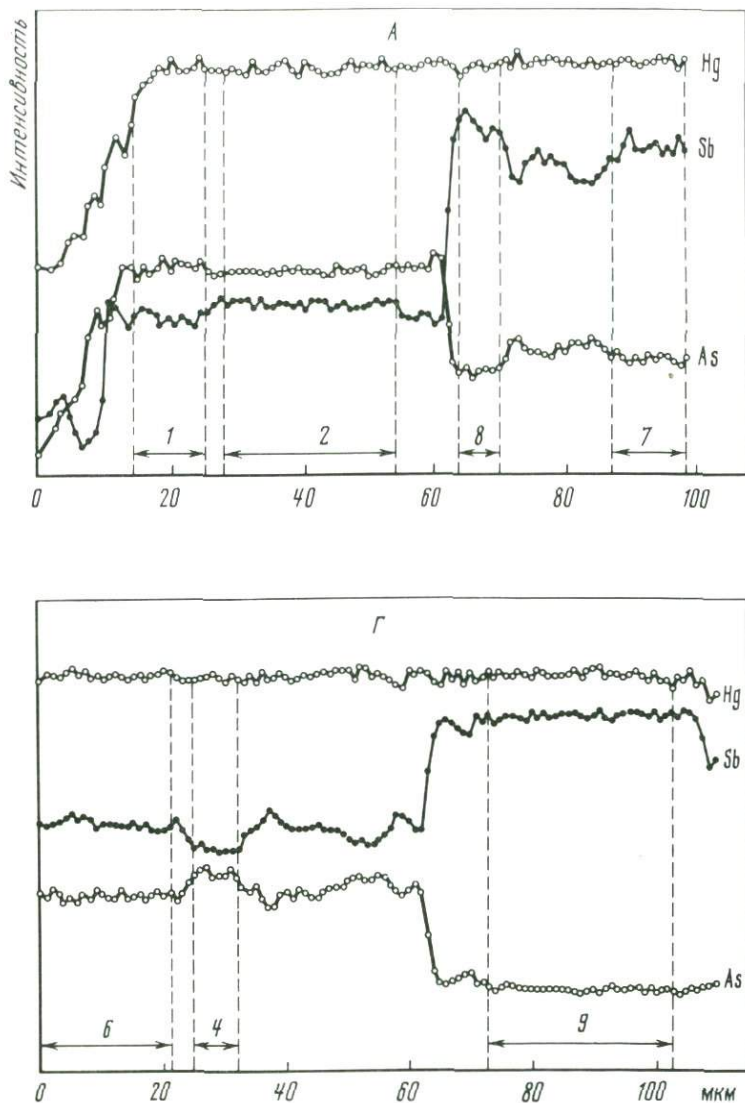
Исследование влияния ртути на параметр элементарной ячейки блеклых руд проведено на наиболее однородных образцах с разным содержанием ртути и других элементов. Показан вклад атомов ртути в изменение параметра ячейки. Для этого величина  $a_0$  каждого образца приводилась к  $a_0$  ртутьсодержащего тетраэдрита; вводились поправки на содержание железа, цинка, серебра и мышьяка и на нестехиометрию (табл. 8).

Влияние ртути на оптические свойства блеклых руд показано в монографии Н.Н. Мозговой и А.И. Цепина (1983 г.). Меняется как форма кривых спектров отражения, так и абсолютное значение коэффициентов отражения. Установлено, что вхождение ртути в решетку тетраэдрита и теннантита приводит к занижению значений  $R$  в области малых длин волн (до 520 нм) и повышению — в области  $> 520$  нм.

Рассматривая существующие концепции изоморфизма металлов (в том числе ртути) в блеклых рудах и учитывая результаты экспериментальных исследований и новые данные по зависимостям "состав-свойства", Н.Н. Мозгова (1982 г.) полагает, что блеклые руды представляют собой твердые растворы внедрения, а не замещения, как это считалось ранее.

Проведенное исследование с учетом всех известных ранее данных свидетельствует о достаточно широкой распространенности ртутьсодержащих блеклых руд в различных типах гидротермальных месторождений, причем теперь следует считать установленным, что среди высокортутистых блеклых руд встречаются как крайние сурьмянистые, так и мышьяковистые разновидности. Представление о существовании лишь тетраэдритов, богатых ртутью, было связано с недостаточной изученностью блеклых руд.

Обнаружение ртутистых теннантитов позволили Н.Н. Мозговой предложить номенклатурные изменения и распространить название "швацит" не только на сурьмянистые, но и на мышьяковистые ртутные руды, введя при этом количественный критерий, а именно относить к швациту блеклые руды с содержанием ртути не менее одной формульной единицы, а среди них различать по преобладающему полуметаллу сурьмянистые и мышьяко-



Фиг. 3. Распределение мышьяка, сурьмы и ртути по профилям сканирования на участках А и Г в образце блеклой руды из месторождения Кульпольней. Положение профилей сканирования см. в табл. III

вистые разности; при меньшем содержании ртути блеклые руды предлагается именовать ртутьсодержащими.

Несколько слов о зависимости ртутоносности блеклых руд от глубины их формирования. Такие материалы имеются в работах Я. Бернарда (Bernard, 1961 г.), по результатам химических анализов, а впоследствии И. Ройковича (Roikovic, Kristin, 1979 г.) на основе детального рентгено-спектрального изучения блеклых руд; ими была изучена наиболее крупная и хорошо вскрытая на глубину жила Дрождак на месторождении

Т а б л и ц а 8. Параметры элементарной ячейки ртути содержащих блеклых руд (по Н.Н. Мозговой [46])

Номер образца	Месторождение	Формульные коэффициенты						$a_0$ изм	$a_0$ , приведенное к Hg-тетраэдриту
		Hg	Fe	Zn	As	Ag	Me/S		
292	Кульпольней	1,83	0,05	0,14	2,03	0,02	0,975	10,431	10,498
	"	1,82	0,01	0,06	3,98	—	0,895	10,343	
Б-2	"	1,61	0,08	0,17	0,82	0,03	0,901	10,470	10,488
Б-21	Рудняны	1,61	0,32	0,09	1,35	0,01	0,945	10,429	10,464
Б-20	Ябука-Фоча	1,47	0,28	0,24	0,46	0,03	0,933	10,463	10,458
А-2	Сахалинское	1,02	0,45	0,66	0,00	0,01	0,928	10,453	10,414
В-4	Маффуда	0,48	0,73	0,42	1,01	0,05	0,979	10,360	10,357
В-3	Батна-Орес	0,32	0,66	0,90	1,04	0,04	0,970	10,366	10,351
Б-27	Клайд-Фокс	0,20	1,03	0,72	0,91	0,04	0,931	10,373	10,367
В-2	Пришбрам	0,18	1,46	0,29	0,16	0,08	0,937	10,395	10,337
Б-19	Словинка	0,06	1,51	0,46	1,21	0,03	0,992	10,347	10,327
Б-26	Бригслег	0,06	0,64	1,06	2,18	0,07	0,949	10,297	10,324
Б-18	Нижна Слана	0,06	1,18	0,65	0,14	0,26	0,965	10,398	10,329

Рудняны. Показано, что содержание ртути заметно уменьшается с глубиной. Действительно такая закономерность четко прослеживается по жиле Дрождяк. Дополнительно собранный нами материал (см. табл. 6) позволяет предполагать, что это связано не с зональностью рудоотложения, а обусловлено другими, скорее всего структурными, причинами. Во-первых, не все блеклорудные месторождения Спишско-Гемерского Рудогорья заметно обогащены ртутью и месторождение Рудняны по ртутоносности разительно отличается от других. Во-вторых, закономерность уменьшение содержаний ртути в блеклых рудах с глубиной прослеживается далеко не повсюду. Так, если в рудной жиле Дрождяк резкое уменьшение содержаний ртути заметно уже на интервале 75 м (см. табл. 6), то в другой рудной жиле месторождения (жила Груба) этого не наблюдается даже в интервале 300 м (с горизонта 475 до 177 м). Аналогична картина в сходном по типу месторождении Рожнява, расположенном в той же провинции Спишско-Гемерского Рудогорья: содержание ртути практически не меняется в интервале 150 м (с горизонта 180 до 31 м). Следует отметить, что в двух последних случаях содержания ртути заметно ниже, чем в жиле Дрождяк. В-третьих, в пределах Спишско-Гемерского Рудогорья, помимо крупных разломов субширотного простирания, принадлежащих системе продольных нарушений Средиземноморского альпийского пояса, в последние годы установлены субмеридиональные поперечные разломы, в том числе и на территории месторождения Рудняны, где развиты и продольные, и поперечные нарушения. Кроме того, на этом месторождении обнаружены ультраосновные породы, свидетельствующие о глубоком заложении рудоуправляющих тектонических структур. По-видимому, формирование богатых ртутью блеклых руд на месторождении Рудняны обусловлено активным поступлением ртути по зоне нарушения глубинного заложения по наиболее проницаемым ее участкам.

Ртутьсодержащие блеклые руды как концентраторы ртути (по распространенности и содержанию ртути) могут конкурировать в какой-то степени только со сфалеритом. Сопоставление содержаний ртути в этих двух минералах для одних и тех же месторождений [46] показывает, что нельзя отдать предпочтение одному из этих минералов в отношении ртути: в одних случаях лучшим концентратором ртути является сфалерит, в других — блеклая руда, а иногда, как это наблюдается на месторождении Кульпольней, содержания ртути в них близки.

### *Ртутьсодержащее золото*

До недавнего времени содержание ртути в золоте оценивалось не более 0,1% [85]. Первые сведения о высоких содержаниях ртути в золоте приведены в работе В.П. Самусикова и А.И. Сергиенко (1974 г.); они обнаружили на рудопроявлении Кючюс (Куларский район в Якутии) в двух пробах золота ртуть в количестве 11,80 и 11,99%. Анализ ртути — химический; авторы исследования исключали возможность наличия включений киновари в золоте, мотивируя это тщательным отбором золотин под бинокуляром. Тем не менее при детальном исследовании с помощью рентгеноспектрального микроанализа такие включения были обнаружены, но были выявлены и золотины или отдельные их участки и без включений киновари, но с повышенными концентрациями ртути: 4,2–15,8% [70]. В.И. Бергер [10], по данным рентгеноспектрального анализа, указывал еще более высокое значение — до 19,3%. Таким образом, подтвердился факт, установленный В.П. Самусиковым и А.И. Сергиенко, существования в природе золота с высокими концентрациями ртути.

Наши данные по исследованию ртутиносности золота приведены в табл. 9. Если сопоставлять месторождения с малым развитием сульфидов (чтобы нейтрализовать влияние этого фактора), то в пределах одной металлогенической провинции отчетливо видно накопление ртути в золоте низкотемпературных месторождений по сравнению со среднетемпературными, и особенно в тех из них, где известно ртутное оруденение. К числу последних, например, относятся месторождения в Якутии, на Камчатке и в Забайкалье. Подобная общая направленность накопления ртути в золоте от высокотемпературных месторождений к низкотемпературным была показана ранее Ю.Г. Шербаковым (1965 г.) для месторождений Горного Алтая и Горной Шории.

Наиболее высокое содержание ртути в золоте, установленное нами, составляет 15,8% на рудопроявлении Кючюс (см. табл. 10). Напомним, что В.И. Бергер определял здесь до 19,3% Hg. По данным изучения системы золото–ртуть [109], максимально возможная концентрация ртути в золоте — 19,6% (для 400° С), т. е. на рудопроявлении Кючюс концентрация ртути близка к предельной. Распределение ртути по площади зерен изучалось нами в тех золотилах, где отмечались ее концентрации в десятые доли процента и целые проценты, доступные для изучения с помощью микросонда. Наблюдалось различные типы распределения ртути: пятнисто-равномерное по всему полю зерна, весьма однородное обогащение периферических частей зерна, а также блоковое (табл. IV, V). Установлена значимая обратная корреляция — в одних случаях ртути и серебра в золоти-

Т а б л и ц а 9. Содержание ртути в самородном золоте из рудопроявлений различного вещественного состава

Рудопроявление	Номер образца	Hg вал., % (химическое определение)	Рентгеноспектральное определение, %							
			номер зерна, в скобках — участки сканирования	Au	Ag	Hg				
1	2	3	4	5	6	7				
СССР										
Центрально-Камчатский рудный пояс										
Оганчинское	Ог-1	Не опр.	1 (1)	83,7	12,8	4,6				
			1 (2)	82,1	12,5	6,5				
			1 (3)	81,6	15,2	3,6				
			1 (4)	80,8	15,0	5,1				
			1 (5)	79,9	15,8	4,3				
			1 (6)	83,7	12,8	4,6				
			1 (7)	83,7	12,8	4,6				
			2 (1)	78,5	17,0	2,4				
			2 (2)	81,1	14,5	2,5				
			2 (3)	81,8	16,6	0,3				
	Ог-2	То же	1	мин.	Не опр.	Не опр.	2			
				макс.	"	"	6			
				2	мин.	81,2	19,6	0,75		
					макс.	80,5	19,7	1,9		
				37 зерен			Не опр.	Не опр.	Не опр.	
				Ог-3	"	1	мин.	81,4	15,9	2,7
							макс.	73,8	14,1	6,7
	Ог-4	"	2	80,0	15,2	4,0				
				Несколько зерен	70,7	30,0	Не опр.			
	Ог-5	"	То же	Не опр.	Не опр.	"				
Ог-6	"	"	"	"	"					
Проявление	Ап-1	"	1	Не опр.	26,0	2,2				
			2	64,2	29,3	4,6				
			3	мин.	Не опр.	32,2	Не обн.			
				макс.	"	23,9	9,2			
			4	мин.	62,0	36,4	Не обн.			
				макс.	70,0	22,6	5,9			
			5	мин.	69,5	28,7	Не обн.			
				макс.	71,1	23,5	4,5			
			6	60,4	37,7	Не обн.				
			7	Не опр.	Не опр.	"				
			Ап-2	"	Несколько зерен	"	"	"		
			Проявление	Б-1	$5 \cdot 10^{-2}$	1	78,6	19,0	0,2	
						2	78,8	17,0	0,2	
3	77,5	22,5				0,14				
Несколько зерен	Не опр.	Не опр.				Не обн.				

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Центрально-Камчатский рудный пояс						
Проявление	М-1	$4,4 \cdot 10^{-2}$	1	66,3	34,5	Не обн.
			2	68,4	31,5	"
Агинское	Аг-1	$6,2 \cdot 10^{-3}$	1	95,2	4,1	"
			2	96,2	3,8	"
			3	90,6	7,3	"
Проявление	Кам-1	$1,1 \cdot 10^{-2}$	1 (1)	92,8	8,8	"
			1 (2)	92,3	8,8	—
			1 (3)	92,3	8,4	—
			2 (несколько точек)	94,0	9,0	Не обн.— 0,14
Охотско-Чукотский рудный пояс						
Сопка Рудная	СР-1	$5,5 \cdot 10^{-2}$	Несколько зерен	57,6	41,5	Не обн.
Карамкенское	Кар-1	$> 0,5$	1	60,1	38,7	Не опр.
Проявление	Сер-1	$5 \cdot 10^{-4}$	2	62,4	36,1	"
Валуиное	Вал-1	$4 \cdot 10^{-2}$	Несколько зерен	От 37,3 до 62,9	От 61,1 до 36,8	"
Весеннее	Вес-1	$1,6 \cdot 10^{-2}$	То же	94,0	5,3	"
Хаканджа	Х-1	$1,2 \cdot 10^{-3}$	"	От 44,8	От 55,4	"
	Х-2	$1,1 \cdot 10^{-2}$	"	до 59,2	до 39,6	"
Нижнеамурский рудный район						
Бухтянка	Бух-1	$1,1 \cdot 10^{-3}$	Несколько зерен	60,0	39,6	Не обн.
Белая гора	Бг-1	$2,4 \cdot 10^{-3}$	То же	67,1	33,0	"
	Бг-2	$4,7 \cdot 10^{-1}$	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	Бг-3	$7 \cdot 10^{-2}$	Несколько зерен	"	"	Не обн.
Восточно-Забайкальское звено Монголо-Охотского рудного пояса						
Ключевское	1-12	Не опр.	Несколько зерен	Не опр.	Не опр.	0,72— 1,95
Проявление	Нер-1	$6,2 \cdot 10^{-1}$	1 (1)	"	"	6,3
			1 (2)	52,4	36,8	8,3
			1 (3)	51,7	38,4	9,2
			2 { мин.	81,0	18,6	Не обн.
			макс.	82,1	17,9	0,8
			3 { мин.	65,5	32,1	0,74
			макс.	56,3	31,5	1,6
			4	63,6	37,7	Не обн.
			Несколько зерен	Не опр.	Не опр.	"
Яно-Колымский рудный пояс						
Кючос (Куларский район)	Кюч-1	Не опр.	1 { мин.	84,5	7,2	6,7
			макс.	78,6	7,8	15,2

Таблица 9 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7		
Яно-Колымский рудный пояс								
			2	мин. 80,9	6,8	8,8		
				макс. 76,8	6,2	14,1		
			3	мин. 81,5	7,5	10,5		
				макс. 80,3	6,6	13,8		
			4	мин. 86,0	6,1	5,6		
				макс. 81,2	5,9	13,1		
	Кюч-2	Не опр.	1	мин. 81,7	6,7	9,3		
					макс. 78,4	6,9	14,5	
				2	75,5	7,1	15,7	
				3	мин. 81,6	6,1	11,9	
					макс. 77,8	6,1	14,4	
				4	мин. 86,4	6,2	5,8	
					макс. 78,1	5,9	14,0	
				5	мин. 86,6	7,2	4,2	
					макс. 76,0	6,8	15,8	
Другие пункты Яно-Колымского пояса			21 образец	7,5 · 10 <sup>-4</sup> -				
	6,8 · 10 <sup>-2</sup>							
Средняя Азия								
Терекканское (Кассанский район)	Тер-1		1	88,5	10,7	Не обн.		
				2	89,5	10,3	"	
				3	89,5	10,2	"	
				4	88,5	10,6	"	
	Тер-2	1,2 · 10 <sup>-1</sup>		1	88,0	10,6	"	
					2	88,5	10,5	"
					3	89,0	10,4	"
					4	88,0	11,1	"
Мурунтау	Мур-1	4 · 10 <sup>-2</sup>		Не опр.	"			
Кавказская провинция								
Зодское	Зод-1	Не опр.		97,6	3,1	Не обн.		
	Зод-2	"	1	94,0	5,5	"		
			2	95,0	4,7	"		
Югославия								
Джевджелия	5 образцов	9,5 · 10 <sup>-3</sup> - 6 · 10 <sup>-2</sup>						
Австралия								
Калгурли	1	Не опр.	Не-сколь-ко зе-рен	мин. ~95	~6	0,4		
				макс. 95,8	5,9	0,7		

Т а б л и ц а 10. Коэффициенты отражательной способности ртутьсодержащих образцов золота в видимой области спектра

Золото	Содержание ртути	Участок измерения	$\lambda$ , нм				
			440	460	480	500	520
Самородное	~15	1	24,5	28,7	35,8	44,5	51,7
	~15	2	24,5	30,2	37,1	45,0	50,8
	~10	1	25,6	31,6	40,4	50,0	58,0
	~10	2	25,0	31,0	39,8	48,5	57,0
	~6	1	25,8	31,7	40,0	50,0	60,0
	~6	2	25,4	30,9	39,9	50,2	60,3
Самородное, проба 978,7*				37,0		53,9	
Синтезированное, электролитически полированный образец <sup>2*</sup>			31,6	35,5	41,2	47,0	57,0
То же, проба 975 <sup>3*</sup>			34,6		43,8		68,3

\* Данные М.С. Бессмертной, Т.Н. Чвилевой (1976 г.).

<sup>2\*</sup> Справочник "Свойства элементов" (1976 г.); значения  $R$  для промежуточных длин волн интерпретированы по табличным данным.

<sup>3\*</sup> Данные П.С. Бернштейна, С.С. Козак (1970 г.).

нах, в других – ртути и золота; это при относительно постоянном содержании третьего элемента: соответственно золота или серебра (подробнее см. [70]).

Высокое содержание ртути заметным образом отражается на параметрах кристаллической решетки золота и на его оптических свойствах.

Для определения параметра элементарной ячейки ртутьсодержащего золота ( $N_{\text{гвал}} 11,3\%$ ) получена его дебаеграмма в камере РКУ-114,6 мм (М.Т. Дмитриева, ИГЕМ АН СССР). В качестве внутреннего стандарта взят металлический кремний. Параметр элементарной ячейки исследованного золота ( $a_0 = 4,086 \pm 0,005 \text{ \AA}$ ) выше эталонного значения, приведенного в ASTM для очищенного золота (проба 999,97), где  $a_0 = 4,0786 \text{ \AA}$ . Точность определения несколько лимитирована диффузностью рефлексов. Увеличение объема элементарной ячейки золота, очевидно, обусловлено входжением ртути в его структуру и объясняется большим значением атомного радиуса ртути ( $R_{\text{Hg}} = 1,60$ ) по сравнению с атомным радиусом золота ( $R_{\text{Au}} = 1,44$ ).

Ряд исследователей описывали зависимость размера элементарной ячейки твердых растворов на основе золота от содержания ртути до 15%; при этом в работах А. Пабста, Ф. Хунда и Х. Мостхафа наблюдается хорошее соответствие зависимости  $a_0$ -состав, при сравнении же этих результатов с данными Е.А. Оуэна и Е.А. О'Донелла Робертса [109] заметны некоторые расхождения. Это обстоятельство затрудняет однозначное сравнение полученных нами данных с литературными.

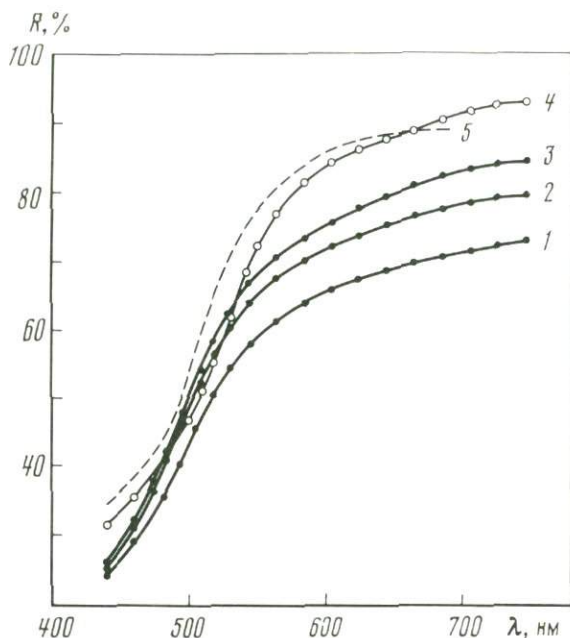
Для исследованного образца золота изучение зависимости величины параметра элементарной ячейки от содержания ртути осложняется при-

λ, нм											
540	560	580	600	620	640	660	680	700	720	740	
56,4	60,3	63,6	65,8	67,3	68,9	69,9	70,8	71,8	72,7	73,4	
55,5	59,2	61,8	63,7	65,1	66,5	67,7	68,8	69,9	70,8	71,8	
63,6	67,3	70,2	72,3	73,8	75,2	76,6	77,7	78,5	79,2	79,7	
62,5	66,6	69,6	72,0	73,6	74,8	76,3	77,4	77,9	78,3	78,5	
66,0	70,3	73,2	76,7	77,8	79,6	81,0	82,3	83,0	83,5	83,8	
67,2	71,5	74,6	77,0	78,7	80,4	81,7	82,6	83,3	83,5	83,4	
73,7		82,6		86,5		89,4		90,6			
68,0	77,3	82,0	84,4	86,3	88,0	89,6	91,0	92,3	93,0	93,7	
	80,8		86,2		88,6		89,0				

сутствием серебра (6–7,5%). Среди не полностью согласующихся между собой данных об изменении размера элементарной ячейки сплавов в ряду серебро–золото<sup>1</sup> общим и характерным является отрицательное отклонение рассматриваемой зависимости от закона Вегарда (Моисеенко, Сафронюк, 1976 г.). Присутствие серебра в золоте только занижает значение параметра, обусловленное вхождением ртути, и истинное влияние ртути на увеличение параметра кристаллической решетки в исследуемом образце должно быть более контрастным.

Оптические свойства ртутьсодержащих выделений золота исследовались в лаборатории минераграфии ИГЕМ АН СССР Л.Н. Вьяльсовым на установке "ПИОР". В качестве опорных эталонов использовались кремний, пирит и (W, Ti)C. Данные измерений  $R$  для разных участков золотин с содержанием ртути от 6 до 15% приведены в табл. 10, а спектры отражения показаны на фиг. 4. Для сопоставления приведены литературные данные по отражению химически чистого золота после электролитической полировки и сплава золота с серебром пробы 975. Анализ спектров отражения золота показывает, что ртутьсодержащие образцы имеют более низкие коэффициенты отражения в длинноволновой области спектра и характеризуются меньшей крутизной спектра; форма спектров при этом существенно не меняется. Параметр  $F = R_{480} - R_{680}$  у ртутьсодержащего золота составляет 38%; для химически чистого золота он равен ~50%, т. е. возрастает в 1,4 раза. Учитывая плохую полируемость золота в шлифах, можно полагать, что для предварительной оценки содержания ртути в золоте более надежен параметр  $F$ . С увеличением содержания серебра в золоте па-

<sup>1</sup>  $a_0$  (серебро) = 4,0862 Å,  $a_0$  (золото) = 4,0786 Å (ASTM).



Фиг. 4. Спектры отражения золота

1-3 — для образца из рудопоя Кючюс (содержание ртути в участках 1, 2, 3-15, 10 и 6% соответственно); 4, 5 — для синтезированных образцов

раметр  $F$  также уменьшается, но при этом в длинноволновой области коэффициенты отражения возрастают.

Широкое применение в последние годы рентгеноспектрального микроанализа при изучении золота показало, что ртутьсодержащие его разновидности (в основном в виде микровыделений) не столь уж редки в природе. Наиболее интересны в этом плане детальные описания Г.Н. Назьмовой и Э.М. Спиридонова [48] ртутного золота (2,9-14,8% Hg) в Казахстане, О.В. Вершковской, С.Л. Сандомирской и Е.Н. Горшкова [18] золота (до 10% Hg) в Зеравшано-Гиссарском сурьмяно-ртутном поясе и В.В. Мурзина с соавторами [47], показавших, что ртуть (1,2-5,9%) не редкость и в золоте рудных месторождений различного вещественного состава на Урале. В работах приведены рентгенометрические и оптические данные; указано, что примесь ртути понижает прочность золото-серебряных сплавов. Из других работ следует отметить исследования В.Н. Квасницы с коллегами (1978 г.) ртутистого золота (до 4-5% Hg) в рудных месторождениях Украины, А.Н. Некрасовой (1972 г.) золота (0,6-1,2% Hg) Карамкенского месторождения, Р. Виткоппа (Wittkopp, 1979 г.) золота (до 1,1% Hg) из месторождения Аллегани в Калифорнии и т. д.

Заключая рассмотрение ртутьсодержащих разновидностей этого минерала, укажем, что в тех случаях, когда мы уверены, что амальгамация при извлечении золота не применялась, россыпное золото по содержаниям ртути не отличалось заметно от коренного [70].

### *Ртутьсодержащее серебро*

Согласно справочнику (Минералы, 1960 г.), в природе встречается серебро с содержанием ртути до 30,7%; выделены разновидности серебра в соответствии с различным содержанием ртути: конгсбергит (до 5%), аркверит (до 13%) и бордозит (до 30,7%). По экспериментальным исследованиям [109], предел растворимости ртути в серебре составляет 45–52% при температурах 276–100° С; отчетлива зависимость параметра элементарной ячейки от содержания ртути.

По сравнению с золотом пределы содержания ртути в природных образцах серебра изменяются в более широких пределах. Минимальное встреченное нами содержание ртути в серебре составляет  $2,5 \cdot 10^{-5}\%$ ; близкое содержание —  $7 \cdot 10^{-5}\%$  — указано в работе А.М. Портнова и И.И. Степанова (1984 г.). В то же время минимальная концентрация ртути в золоте —  $5 \cdot 10^{-4}\%$  (см. табл. 1) — примерно на порядок превышает аналогичную в серебре. Максимальное содержание ртути в серебре составляет 30,7%, а в золоте — 19%.

Распределение ртути в серебре при валовом ее содержании в 0,  $n$  — 1% довольно равномерное; при более высоких концентрациях оно становится контрастным. Так, исследования, выполненные с помощью рентгено-спектрального микроанализатора для образцов из месторождений Конгсберг (Норвегия) и Сала (Швеция), показали следующие вариации содержания по трем образцам (в %): 0,33–0,57; 1,09–1,21; не обн. — 3,08.

### *Другие ртутьсодержащие минералы*

К числу концентраторов ртути относятся также пирит, галенит, антимонит, рельгар, гудмундит, хотя содержание в них ртути ниже, чем в вышеописанных минералах.

*Пирит.* 2% ртути были обнаружены нами в пирите из Двухюрточных термальных источников на Камчатке. Это самое высокое из известных содержаний ртути; даже в пиритах ртутных месторождений оно ниже и не превышает десятых долей процента. Этот пирит был детально изучен нами совместно с Ю.С. Бордодаевым, Т.П. Кирсановой, М.Т. Дмитриевой и Л.Н. Вьяльсовым. Отсылая интересующихся к соответствующим публикациям [68, 90], здесь лишь укажем, что при микронзондировании была установлена обратная корреляция ртути и железа; ртуть заметно влияет на параметр элементарной ячейки пирита ( $a_0$  для ртутьсодержащего образца равно  $5,427 \pm 0,003 \text{ \AA}$ , для эталонного пирита —  $5,416 \pm 0,001 \text{ \AA}$ ) и на его оптические свойства.

*Галенит.* В природных образцах галенита содержание ртути редко превышает 0,0 $n$ %. Находки галенитов, содержащих более высокие концентрации ртути, единичны: 0,29% — по данным В.И. Васильева (Кузнецов и др., 1978 г.) и 0,1; 0,45 и 0,7% — по нашим данным. Эти образцы были отобраны соответственно на ртутных месторождениях: Идермег-Баян-Хан-Ула в Монголии, Мра-Сма и Гениша в Алжире и Славянском в Донбассе. В искусственных образцах галенита, синтезированных нами совместно с В.С. Балицким и В.В. Комовой гидротермальным способом — методом температурного перепада в присутствии ртути, обнаружены зерна, где со-

держания ртути достигают 0,6–0,8% и в редких случаях 1,1–3% при отсутствии включений киновари (образцы исследовались на микронзонде).

Интересные исследования по изучению системы  $PbS-HgS$  проведены в последнее время В.Л. Таусоном, Л.Ф. Парадиной и Л.Д. Андрулайтисом [99]. В их опытах максимальная концентрация ртути в галенитах, синтезированных в гидротермальных условиях (до  $400^{\circ}C$ ), составляет  $\sim 0,8\%$ . Они показали, что вхождение ртути в галенит приводит к уменьшению параметра его элементарной ячейки. Заслуживает внимания предложенное ими уравнение температурной зависимости констант распределения ртути между сфалеритом и галенитом в области температур  $< 350^{\circ}C$ , но это уравнение, выведенное по результатам исследования синтезированных образцов, требует апробации на природном материале.

*Антимонит и реальгар.* Максимальные содержания ртути в этих минералах составляют, по нашим данным, соответственно 0,2% для антимонита и 0,6% для реальгара и зафиксированы только в ртутных месторождениях. Рентгеноспектральное изучение показало отсутствие включений сульфидов ртути в исследованных образцах.

Природа примесных атомов ртути в антимоните и реальгаре изучалась И.Н. Пеньковым, нами и Н.Х. Айдиньян [84] методом ядерного квадрупольного резонанса (ЯКР). Для этого были взяты образцы с различными содержаниями ртути. Спектры ЯКР в антимоните и реальгаре были изучены ранее И.А. Сафиним и И.Н. Пеньковым (1962, 1963 гг.); ими было показано, что наиболее чувствительными к примесям параметрами спектра являются ширина линии ЯКР  $\Delta\nu$  и время спин-спиновой релаксации  $T_2$ . Мешающими примесями применительно к ртути при расшифровке спектров ЯКР являются медь и серебро, что было учтено при выборке образцов. Результаты исследований ртутьсодержащих антимонита и реальгара приведены в работе [84]. Полученные данные свидетельствуют о том, что примесные атомы ртути влияют на спектры ЯКР антимонитов и реальгаров. Влияние сказывается на ширине линий  $\Delta\nu$  и особенно спин-спиновой релаксации  $T_2$ . В этом отношении атомы ртути ведут себя аналогично атомам меди и серебра, связь которых с матрицей  $Sb_2S_3$  установлена ранее (Пеньков, Сафин, Мозгова, 1969 г.). На основании этих данных сделан вывод, что атомы ртути также представляют собой структурную примесь [84, 91]. Примесь ртути сказывается заметным образом на отражательной способности антимонитов (Озерова и др., 1972 г.).

*Нерудные минералы.* Небольшой объем экспериментальных исследований выполнен для барита, флюорита и кальцита. В природных образцах этих минералов содержания ртути не превышают сотые доли процента (см. табл. 1); такие концентрации наблюдаются в основном на ртутных месторождениях.

Для барита и флюорита возможность изоморфного вхождения в них ртути изучалась раньше А.А. Сауковым совместно с Н.С. Крупенио и Н.Х. Айдиньян [89]. Они синтезировали эти минералы из растворов в присутствии солей ртути, затем обрабатывали их реактивами для удаления не вошедшей в решетку ртути и определяли в них оставшееся ее количество. Для барита оно составляло максимально 0,5%, для флюорита —  $2 \cdot 10^{-3}\%$ . Для более детального изучения формы нахождения ртути в баритах при ее содержаниях, близких природным, Н.Х. Айдиньян был син-

тезирован барит с  $1 \cdot 10^{-2}\%$  одновалентной ртути [90]. Исследование под электронным микроскопом (увел. 100 000) показало наличие только одной минеральной фазы – барита.

Некоторую информацию дает исследование потери ртути в баритах при нагревании. Были изучены два образца природного барита. Для барита с содержанием ртути  $5,6 \cdot 10^{-3}\%$  при нагревании наблюдается постепенное уменьшение содержания ртути: это, очевидно, изоморфная примесь. В барите, содержащем тонкорассеянную, довольно равномерную вкрапленность киновари ( $Hg_{вал} 0,1\%$ ), отмечается резкое падение содержания ртути в интервале температур 200–400°С, что вполне согласуется с наличием сульфидной формы ртути. На основании этих данных было высказано предположение, что содержание ртути до сотых долей процента изоморфно входит в решетку барита.

Эти исследования были дополнены изучением баритов, флюоритов и кальцитов с повышенными содержаниями ртути с помощью рентгено-спектрального микроанализатора. Установлено, что бариты с валовым содержанием ртути  $2,6 \cdot 10^{-2}$  и  $3 \cdot 10^{-2}\%$  (месторождения Чаувай и Джалгиз) содержат мелкие включения киновари, что подтверждает вышеизложенное предположение, что ртуть входит в решетку барита в количестве до сотых долей процента. В то же время в образцах флюорита с содержанием ртути  $7 \cdot 10^{-3}\%$  (месторождение Хайдаркан) и  $1,2 \cdot 10^{-2}\%$  (месторождение Чаувай) не обнаружено включений с концентрацией ртути 0,1%. Это заставляет заново пересмотреть представления о возможном изоморфизме ртути в флюоритах. Не исключено, что более низкие концентрации ртути в этом минерале, полученные в условиях опыта А.А. Сауковым и Н.С. Крупенио, обусловлены тем, что опыты проводились при комнатной температуре; при повышенных температурах концентрации ртути во флюорите, по-видимому, могут быть выше. И наконец, в образце кальцита из месторождения Гал-Хая с содержанием ртути в  $6,7 \cdot 10^{-2}\%$  также не обнаружено включений с концентрацией ртути 0,1%; возможно, это уже изоморфные количества, но такое предположение требует дальнейшего экспериментального подтверждения.

### **Поведение ртути при метаморфизме сульфидных руд**

Ртуть, как известно, является легко летучим элементом и обнаруживает высокую геохимическую подвижность в различных природных процессах. Естественно было ожидать, что при термальном метаморфизме пород и руд, содержащих ртуть, могли происходить ее перераспределение и возгонка. Однако существующие данные по метаморфизму пород с близкларковыми содержаниями ртути не показывают заметного ее обеднения в этом процессе, по крайней мере до стадии гранитизации [2, 30, 90]. В то же время при метаморфизме происходит ее перераспределение и изменение прочности связи в породообразующих минералах. Если в слабо метаморфизованных породах она удерживается, по-видимому, лишь абсорбционными связями и основная ее часть возгоняется при сравнительно низких температурах, то в сильно метаморфизованных породах ее можно удалить лишь при более высоких температурах. Соответственно величина

коэффициента, предложенного Йовановичем и Ридом (Jovanovic, Reed, 1968 г.), — отношение количества ртути, выделившегося до  $450^{\circ}$ , к ее количеству, выделившемуся при более высоких температурах, — уменьшается с увеличением степени метаморфизма пород.

Сульфидные руды ранее с таких позиций не изучались, хотя как концентраты ртути они представляют определенный интерес. Колчеданные руды являются весьма благоприятными объектами для такого изучения. Во-первых, образование колчеданных руд происходило в широком временном диапазоне: от докембрия до четвертичного периода. К молодым относятся месторождения типа Куроко и серно-сульфидные месторождения Курильских островов и Японии. Из числа древних месторождений изучены уральские колчеданные залежи палеозойского возраста. Во-вторых, в колчеданных провинциях известен ряд месторождений с различной степенью метаморфизма. В этом плане особенно интересны месторождения Среднего и Южного Урала. Исследования проводились совместно с В.Л.Русиновым.

Роль явлений метаморфизма как основной причины, обуславливающей различие этих месторождений, была убедительно показана работами А.Н. Заварицкого и его школы (Заварицкий и др., 1950 г.). Но в пределах отдельных месторождений не всегда достаточно доказательно было обосновано наличие пострудного метаморфизма. Поэтому в качестве опорных месторождений нами выбраны такие, для которых существуют конкретные доказательства наложения метаморфических преобразований. К неметаморфизованным отнесены руды, в которых не отмечается ни минералогических, ни структурных наложенных изменений, а вмещающие породы не изменены или метаморфизованы в цеолитовой или хлорит-кальцитовой фации. Низкометаморфизованными считаются руды со следами динамометаморфизма, но не претерпевшие качественных минералогических изменений; во вмещающих породах развиты парагенезисы минералов, соответствующие фации зеленых сланцев или пренит-пумпеллиитовой фации. К высокометаморфизованным отнесены руды, в которых пирит замещался пирротином в результате метаморфизма, соответствующего эпидот-амфиболитовой фации вмещающих пород или еще более высоких ступеней.

Среди неметаморфизованных месторождений Урала изучены месторождения им. XIX партсъезда и Комсомольское, среди низкометаморфизованных — Гайское, Учалинское, отдельные участки Сибайского, им. III Интернационала, Чадарское и др., а из месторождений, характеризующихся интенсивным и высокотемпературным метаморфизмом, — Маукское, Полевское и "50 лет Октября". В небольшой степени для сравнения приведен материал по колчеданным месторождениям Кавказа и Румынии. Охарактеризуем основные изученные месторождения Тихоокеанской (Курильские острова и Япония) и Уральской провинций.

На Курильских островах и в Японии четко выделяются два типа колчеданных месторождений: сольфатарные и типа Куроко. Представителями первого типа являются серно-сульфидные залежи на склонах вулканов Менделеева и Матсуо. Отличительной особенностью этих залежей от всех других колчеданных месторождений является заметное распространение в них ртутной минерализации. Колчеданная залежь вулкана Менделеева расположена в толще пирокластических пород плиоценового возраста, сложенной андезитами, дацитами, их туфами и туфобрекчиями (Лугоинов,

Русинов, 1965, 1968 гг.). Вмещающие породы сольфатарно опализированы. Рудная залежь имеет согласную линзообразную форму. Главными рудообразующими минералами являются пирит, марказит и сера; среди второстепенных отмечены сфалерит, галенит, ковеллин, халькозин, антимонит и др. Из сульфидов ртuti преобладает киноварь (табл. VI), реже встречается метациннабарит; они наблюдаются как в собственно рудной залежи, так и среди опализированных пород [65]. Наличие в рудах самородной серы и марказита, а также характерные формы выделений новообразованных минералов — почковидные сульфидные агрегаты глобулярного строения, отдельные сульфидные глобули (табл. VII, А), опаловые пизолиты зонально-концентрического строения и т.д. — свидетельствуют об отсутствии наложенных метаморфических преобразований в рудах. Колчеданное месторождение Матсуо по условиям формирования близко рудной залежи на вулкане Менделеева, но образовалось несколько раньше — между верхним плиоценом и плейстоценом. Из сульфидов ртuti здесь, кроме киновари и метациннабарита, установлен ливингстонит (Watanabe, 1971 г.). В рудах не обнаружено следов метаморфизма; в них сохранились глобулярные и колломорфные текстуры, постоянно присутствует марказит (табл. VII, Б).

Другой тип колчеданных месторождений, известный на Курильских островах и в Японии, — месторождения типа Куроко. К этому типу относятся Валентиновское месторождение на о-ве Кунашир и месторождения Фурутобе, Учиногаи и Ханаока на о-ве Хонсю в Японии.

Валентиновское месторождение залегает в миоцен-плиоценовой толще пород типа "зеленых туфов". Породы представлены риолитами, дацитами, их туфами и туфопесчаниками с подчиненным количеством основных вулканических пород. Они прорваны массивами плагиогранитов и дайками кислого состава. Вся вулканогенная толща и интрузивные образования подверглись региональному гидротермальному метаморфизму цеолитовой фации без заметной складчатости и признаков расланцевания. В рудах не выявлено признаков метаморфизма: в них присутствует марказит и сохранились колломорфные текстуры. Руды сложены в основном пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом и баритом. Месторождения Фурутобе, Учиногаи и Ханаока расположены в вулканогенно-осадочной толще среднемиоценового возраста, сложенной риолитами, дацитами, их туфами и туфобрекчиями с подчиненным количеством базальтов, кремнистых сланцев и аргиллитов. Породы превращены в "зеленые туфы", как и в районе Валентиновского месторождения, с развитием цеолитов, монтмориллонита, хлорита, кальцита и кварца. В окolorудно-измененных породах, кроме того, отмечается эпидот. Руды японских колчеданных залежей близки по составу к рудам Валентиновского месторождения и не обнаруживают признаков метаморфизма (Volcanism and ore genesis, 1970 г.).

Колчеданные месторождения Уральской провинции залегают в палеозойских вулканогенных породах, превращенных под влиянием процессов регионального метаморфизма в так называемую зеленокаменную толщу. Эти процессы происходили в герцинскую эпоху в связи с орогенезом и внедрением крупных плагиогранитных массивов. Время метаморфизма устанавливается по общегеологическим данным и подтверждается результатами определения абсолютного возраста биотитов из метаморфических сланцев, вмещающих рудные тела месторождения Маук, который оцени-

вается примерно в 280–300 млн. лет, что соответствует каменноугольному периоду. Метаморфизованная зеленокаменная толща простирается в меридиональном направлении на многие сотни километров. Намечается в общем увеличение степени метаморфизма вулканогенных пород с юга на север.

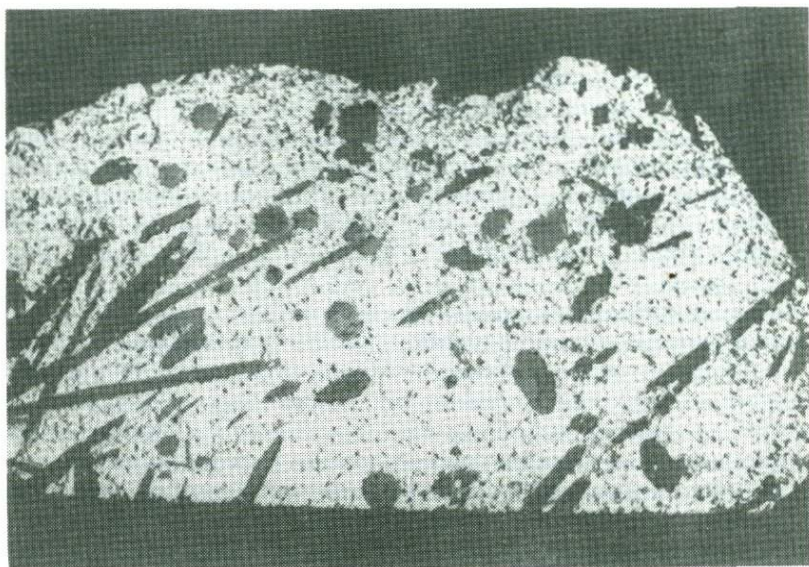
Среди месторождений Южного Урала рассмотрены месторождения им. XIX партсъезда, Комсомольское, Учалинское, Сибайское и Гайское. Они имеют много общего в геологическом положении. Все они расположены в толще среднедевонского возраста, представленной лавами, туфами и вулканическими брекчиями диабазов, спилитов и альбитофинов с прослоями яшм, кремнистых сланцев и туфопесчаников и прорвана дайками диабазов, альбитофинов и порфиритов. Породы метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой фации (Кривцов, 1973 г.). Местами метаморфические преобразования проявлены очень слабо, как, например, в районах месторождения им. XIX партсъезда и Блявинского рудного поля (месторождение Комсомольское), где встречаются неизменные базальты, андезиты и дациты. Соответственно месторождения Южного Урала можно подразделить на две группы: низкометаморфизованные и неметаморфизованные. Первые из них залегают в породах, метаморфизованных в условиях пренит-пумпеллиитовой фации (Учалы, Сибай, Гай), вторые – в слабо измененных породах (им. XIX партсъезда, Комсомольское). В большинстве упомянутых месторождений руды сложены в основном пиритом и халькопиритом с небольшим количеством сфалерита и резко подчиненным содержанием других сульфидов. В месторождении им. XIX партсъезда встречены черные руды, сложенные баритом, сфалеритом, галенитом и пиритом, напоминающие японские руды типа Куроко. Региональный метаморфизм там, где он проявился, наложился на уже сформированные руды. Это доказывается тем, что рудные тела секутся более молодыми дайками основного состава, метаморфизованными в той же степени, что и вмещающие породы; в тех и других наблюдаются одинаковые ассоциации метаморфогенных минералов, например пумпеллита (А.Зотов и др., 1969 г.). В самих рудах региональный метаморфизм проявился незначительно в основном в виде механических деформаций. В Сибайском месторождении встречаются локально проявленные руды, содержащие пирротин. Происхождение их не ясно, но вследствие их ограниченного развития и отсутствия признаков пирротинизации на остальной части залежи Сибайское месторождение рассматривается как слабо метаморфизованное в одной группе с месторождениями Учалы и Гай.

Несколько особое положение среди колчеданных месторождений Южного Урала занимает месторождение "50 лет Октября". Оно расположено в узкой полосе вулканогенных пород ( $S_2 - D_1$ ), зажатой среди гранитоидов более молодого массива. Вулканогенные породы представлены базальтами, прорванными субвулканическими телами липарито-дацитов и мегаплагиофировых порфиритов, в которых непосредственно и концентрируется колчеданное оруденение. Рудные тела представлены крутопадающими линзами массивных сульфидов и состоят из пирита, пирротина, магнетита, антрофиллита, иногда кордиерита и сульфидов меди и цинка. Выделяются четыре разновременные ассоциации рудных минералов: наиболее ранняя – пиритовая, далее следуют кварц-пиритовая, халькопирит-сфалерит-пиритовая и халькопирит-пирит-пирротиновая; формирование последней отделено

периодом тектонических деформаций. Вмещающие породы метаморфизованы с образованием в них антофиллит-кварц-альбитовой ассоциации с кордиеритом, шпинелью, андалузитом и серицитом. Характерны тесные взаимоотношения метаморфических минералов (кордиерита, антофиллита и др.) с рудными минералами халькопирит-пирит-пирротиновой ассоциации. Таким образом, руды месторождения подверглись контактовому метаморфизму наравне с вмещающими их породами в условиях эпидот-амфиболитовой фации или высокой степени зеленосланцевой фации (Вахрушев, 1973 г.), т.е. значительно больше, чем другие месторождения Южного Урала.

Среди колчеданных месторождений Среднего Урала наиболее детально изучена ртутноность руд месторождений им. III Интернационала, Маукского и Полевского и в небольшом объеме Чадарского, Дегтярского и Красногвардейского. Месторождение им. III Интернационала располагается в диабазово-кератофировой толще (S-D), сложенной в основном метабазитовыми сланцами с подчиненным количеством рассланцованных вулканогенных пород кислого состава. Толща пересечена дайками диоритовых порфиритов, реже — диабазов и кератофиров. Породы подверглись региональному метаморфизму в пумпеллиитовой субфации (Шадлун, 1947 г.) и интенсивно рассланцованы. Вероятно, метаморфизм происходил в условиях повышенного ориентированного давления, о чем свидетельствуют сильная рассланцованность пород и присутствие в сланцах глаукофана. Руды состоят в основном из пирита, сфалерита и халькопирита и подверглись метаморфическим преобразованиям, проявившимся в деформации пирита и незначительном перетолжении халькопирита. Признаки метаморфизма колчеданных руд такого типа были детально исследованы В.П. Лугиновым (1960 г.) на примере месторождений Левихинского рудника и характерны для многих других месторождений Среднего Урала (Чадарского, Дегтярского, Красногвардейского и др.). Таким образом, региональный метаморфизм здесь не привел к изменению минерального состава руд, а выразился только в их механических деформациях.

Месторождения Маукское и Полевское относятся к группе сильно метаморфизованных месторождений на Среднем Урале. Они залегают в вулканогенно-осадочной толще, состоящей из диабазов, прослоев уралитовых и плагиоклазовых порфиритов, альбитофиров, кремнистых сланцев, в нижней части содержащей большое количество граувакковых песчаников (Маркс, 1969 г.). Толща включает тела ультраосновных пород и прорывается массивами плагиогранитов. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовой фации, а местами (вблизи плагиогранитных массивов) метаморфизм повышается до амфиболитовой фации. Метаморфические сланцы, непосредственно вмещающие Маукское месторождение, состоят в основном из сине-зеленой роговой обманки, граната (альмандина), биотита, хлорита, альбита и кварца. Руды сложены пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, кубанитом, валлеритом, галенитом, магнетитом и незначительным количеством других минералов. Руды так же, как и вмещающие породы, подверглись метаморфизму, что подтверждается развитием по рудным минералам метаморфических новообразований. Так, например, на Маукском месторождении наблюдаются кристаллы сине-зеленой роговой обманки, растущие от контакта рудного



Фиг. 5. Порфиробласты граната и роговой обманки в колчеданной руде, сложенной халькопиритом, пирротинном и пиритом. Маукское месторождение. Полир. штупф. Увел. 2.

тела в руду; в массивной сульфидной руде, кроме роговой обманки, отмечаются новообразования граната (фиг. 5). Как в Маукском, так и в Полевском месторождении пирит в руде при метаморфизме замещался пирротинном; местами наблюдаются полные псевдоморфозы пирротина по кубическим кристаллам пирита. Сфалерит и халькопирит в результате метаморфизма были перекристаллизованы и переотложены в краевых частях рудных залежей.

Результаты определения содержаний ртути в рудах и минералах приведены в табл. 11 и 12.

Чтобы оценить роль метаморфизма в перераспределении ртути в колчеданных месторождениях, остановимся сначала на некоторых закономерностях концентрации ртути в неизменных рудах в зависимости от условий их образования, принадлежности месторождений к определенным металлогеническим провинциям и на особенностях распределения ртути в рудообразующих минералах.

Первичные особенности распределения ртути могут быть рассмотрены на примере молодых колчеданных месторождений Тихоокеанской провинции (Курильские острова и Япония), где, как уже отмечалось, выделяются два типа месторождений: сольфатарные и типа Куроко. Первые образовались в континентальных условиях в результате сольфатарной деятельности молодых и ныне действующих вулканов (Матсуо и Менделеева). Вторые залегают в вулканогенно-осадочной толще пород, отложившихся на дне моря (Volcanism and ore genesis, 1970 г.; В.И. Смирнов и др., 1968 г.). Время формирования руд типа Куроко сравнительно близко возрасту вмещающих пород (Аракелянц и др., 1973 г.).

Т а б л и ц а 11. Сопоставление содержаний ртути в рудах в различной степени метаморфизованных колчеданных месторождений

Фация метаморфизма	Район, месторождение	Содержание ртути, %	Район, месторождение	Содержание ртути, %	Район, месторождение	Содержание ртути, %	
	Курильские острова и Япония		Урал		Кавказ		
Неметаморфизованные; цеолитовая и хлорит-кальцитовая	<i>Сольфатарные</i>						
	Вулкан Менделеева	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-2}$	Межозерное	$n \cdot 10^{-3}$	Филизчай	$n \cdot 10^{-3}$	
	Матсуо	$n \cdot 10^{-3}$	Комсомольское	$n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-4}$	Урупское рудное поле	$n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-3}$	
	<i>Типа Куроко</i>				Румыния		
	Валентиновское	$n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-3}$			Лешул Урсулуй	$n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-3}$	
	Фурутобе	$n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-4}$			Фунду Молдовой		
	Учинотай						
	Ханаока						
Пренит-пумпеллитовая			Сибайское	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-2}$			
			Гайское	$n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}$			
			Учалы	$n \cdot 10^{-4}$			
Зеленосланцевая (низкая ступень)			Им. III Интернационала	$n \cdot 10^{-4}$			
					Чадарское		
					Дегтярское		
					Красногвардейское		
Эпидот-амфиболитовая			Маукское	$n \cdot 10^{-5}$			
			Полевское				
			"50 лет Октября"				

Примечание. Указаны наиболее часто встречающиеся величины.

Т а б л и ц а 12. Содержание ртути в сульфидных минералах колчеданных месторождений

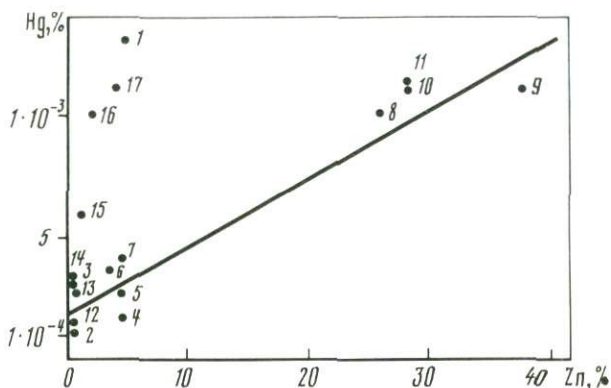
Регион, месторождение	Содержание ртути, %				
	пирит	марказит	пирротин	сфалерит	халькопирит
1	2	3	4	5	6
<i>О-в Кунашир</i>					
Менделеевское	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$			
	$2,6 \cdot 10^{-4}$				
	$6,5 \cdot 10^{-4}$				
	$9,3 \cdot 10^{-4}$				
	$1,1 \cdot 10^{-3}$				
	$4,1 \cdot 10^{-3}$				
	$1,5 \cdot 10^{-2}$				
	$2,6 \cdot 10^{-2}$				
	$7,2 \cdot 10^{-2}$				
	$1,2 \cdot 10^{-3}$				
Валентиновское	$8 \cdot 10^{-6}$			$2,5 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$
	$1,3 \cdot 10^{-5}$			$1,8 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$
	$3,0 \cdot 10^{-5}$			$1 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$
	$6,2 \cdot 10^{-5}$			$2 \cdot 10^{-3}$	
	$9,0 \cdot 10^{-5}$			$5,5 \cdot 10^{-3}$	
	$1,2 \cdot 10^{-3}$				
<i>Япония</i>					
Матсуо	$3 \cdot 10^{-3}$				
Фурутобе	$3 \cdot 10^{-5}$			$4 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$
				$7 \cdot 10^{-3}$	
				$8 \cdot 10^{-3}$	
				$1 \cdot 10^{-2}$	
Учиногаи			$1,5 \cdot 10^{-3}$		
Ханаока	$1,4 \cdot 10^{-5}$			$8 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$
	$2,7 \cdot 10^{-5}$				
	$7,0 \cdot 10^{-5}$				
	$7,0 \cdot 10^{-5}$				
<i>Южный Урал</i>					
Комсомольское	$1,3 \cdot 10^{-5}$			$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-5}$
	$1,7 \cdot 10^{-5}$			$2,4 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$
	$1,8 \cdot 10^{-5}$			$5,8 \cdot 10^{-4}$	
	$2,3 \cdot 10^{-5}$				
	$2,4 \cdot 10^{-5}$				
	$2,9 \cdot 10^{-5}$				
Межозерное	$4,7 \cdot 10^{-5}$			$1,6 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$
	$1 \cdot 10^{-4}$			$2,2 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
	$2,1 \cdot 10^{-4}$				
	$2,9 \cdot 10^{-4}$				
	$5,0 \cdot 10^{-4}$				
Сибайское	$2,8 \cdot 10^{-4}$			$1,6 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$
Учалинское	$7,2 \cdot 10^{-5}$			$1,1 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$
	$2,5 \cdot 10^{-4}$			$5,5 \cdot 10^{-3}$	
Гайское				$8,5 \cdot 10^{-3}$	
				$2,0 \cdot 10^{-2}$	
				$2,2 \cdot 10^{-2}$	

Т а б л и ц а 12 (окончание)

1	2	3	4	5	6
<i>Южный Урал</i>					
"50 лет Октября"	$2 \cdot 10^{-5}$		$1,2 \cdot 10^{-5}$		
<i>Средний Урал</i>					
Им. III Интернационала	$6 \cdot 10^{-4}$				
Маукское	$1 \cdot 10^{-5}$			$3,3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$
	$1 \cdot 10^{-5}$				$1,8 \cdot 10^{-5}$
	$1,4 \cdot 10^{-5}$				$3,0 \cdot 10^{-5}$
	$1,5 \cdot 10^{-5}$				$3,5 \cdot 10^{-5}$
	$1,5 \cdot 10^{-5}$				$7,5 \cdot 10^{-5}$
	$4,2 \cdot 10^{-5}$				
	$5,0 \cdot 10^{-5}$				
	$5,0 \cdot 10^{-5}$				
Полевское	$2,0 \cdot 10^{-4}$				
	$8 \cdot 10^{-6}$		$1 \cdot 10^{-5}$		
	$1 \cdot 10^{-5}$		$1 \cdot 10^{-5}$		
	$1 \cdot 10^{-5}$				
	$1,8 \cdot 10^{-4}$				

Следовательно, рудообразование происходило в породах, пропитанных морской водой, возможно, под уровнем моря. Это должно было привести к разбавлению поступающих гидротермальных растворов в отношении рудных компонентов, в том числе и для ртути, и соответственно к понижению ее содержаний в образующихся сульфидах по сравнению с сульфидами сольфатарных месторождений. По-видимому, этим можно объяснить наблюдаемое различие содержаний ртути в рудах этих двух типов месторождений:  $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-3}\%$  для месторождений типа Куроко и  $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-2}\%$  для сольфатарных залежей.

Сравнение данных по распределению ртути в колчеданных месторождениях Тихоокеанской и Уральской провинций показывает, что заметное выделение собственных минералов ртути наблюдается только в некоторых месторождениях Тихоокеанской провинции, для которой ртуть является одним из ведущих рудных элементов. В ряде неметаморфизованных и низкометаморфизованных месторождений Урала (Узельгинском, Учалинском и Гайском) отмечаются гипогенная киноварь и колорадоит, но это лишь отдельные микроскопические находки (Петровская, Касьянов, 1960 г.; Скрипиль и др., 1962 г.; Пшеничный, Шадлун и др., 1972 г.). В рудах же вулкана Менделеева и особенно Матсуо развитие ртутных минералов весьма значительно; эти рудные залежи могут рассматриваться даже как объекты для попутной добычи ртути [65]. Очевидно, в этом проявляется определенное различие в металлогенической специализации колчеданных месторождений двух рассматриваемых провинций.



Фиг. 6. График распределения содержания ртути и цинка в рудах и рудных концентратах колчеданных месторождений

1–11 – месторождения Южного Урала: 1 – имени XIX партсъезда, 2 – Сибайское, 3 – Учалинское, 4–11 – Гайское; 12–14 – Среднего Урала: 12 – имени III Интернационала, 13 – Дегтярское, 14 – Красногвардейское; 15 – Майкаинское, Центральный Казахстан; 16, 17 – Фелизчайское, Кавказ

Во всех месторождениях основным концентратом и носителем ртути является сфалерит. Это отчетливо следует из результатов анализов сульфидных минералов (см. табл. 12). Соответственно наиболее высокими содержаниями ртути характеризуются руды, обогатившие сфалеритом (пирит-сфалеритовые и халькопирит-сфалеритовые), а из рудных концентратов – цинковые.

Аналогичная закономерность отчетливо выявляется при сопоставлении содержаний ртути в различных типах руд и концентратах колчеданных месторождений Северной Швеции и Канады ([148, 149], Sears, 1971 г.). Эта зависимость может быть показана также графически на примере проанализированных нами руд и концентратов (фиг. 6). График, изображающий зависимость содержаний ртути от содержаний цинка, свидетельствует о наличии определенной тенденции: чем больше в рудах цинка, тем больше ртути, хотя эта зависимость и не прямая.

На такую же корреляцию указывают Сярс (Sears, 1971 г.) для колчеданных месторождений Канады и Грип (Grip, 1948 г.) и Виденфолк [148, 149] для месторождений Северной Швеции; для одних месторождений она весьма отчетлива, для других – довольно приближительна. Случаи отклонения (наличие более высоких содержаний ртути, чем это обусловлено сфалеритом) Грип объясняет возможным присутствием в наиболее богатых ртутью рудах тонкорассеянной киновари. Это относится, в частности, к месторождению Лангселе, где среднее содержание ртути в рудах составляет  $8 \cdot 10^{-3}\%$  при содержании цинка всего лишь 4,8%. Возможно, что случаи отклонения от указанной выше зависимости в изученных нами месторождениях – им. XIX партсъезда и Фелизчайском – также обусловлены присутствием ртутных минералов. Руды этих месторождений неизмененные или низкометаморфизованные, содержат довольно большое количество ртути ( $n \cdot 10^{-3}\%$ ) при содержании цинка в изученных пробах 2–5%. Как уже указывалось, редкие включения гипогенной

киновари и колорадоита наблюдались в рудах некоторых месторождений Урала; не исключено, что они имеют более широкое распространение, но присутствуют в чрезвычайно рассеянной, субмикроскопической форме. Кроме того, надо иметь в виду, что, помимо сфалерита, хорошим концентратом ртути в рудах колчеданных месторождений являются блеклая руда и другие сульфосоли, а также золото и теллуриды. Так, в блеклых рудах Урала Е.К. Лазаренко (1956 г.) определил до 1,15% ртути (по нашим данным — не более 0, *n*%); в золоте В.В. Мурзин и др. [47] указывали присутствие ртути в количестве до 5,9%. Повышенные содержания ртути установлены также в золоте (до 1,2%), блеклой руде, селенокобальтите и теллуриде висмута (0,0*n*%) колчеданных месторождений рудного района Шеллефт в Швеции (Grip, 1948 г.). Эти минералы в отдельных случаях могут обусловить появление повышенных содержаний ртути в рудах вне связи с цинком, но ввиду крайне малого их распространения они не являются главными носителями ртути в колчеданных месторождениях; в этом отношении сфалерит не имеет себе равных.

Другие рудообразующие сульфиды колчеданных месторождений (пирит и халькопирит) обычно содержат значительно меньшие количества ртути. Обобщенные графики содержаний ртути в этих минералах отчетливо смещены в сторону более низких содержаний ртути по сравнению с аналогичной кривой для сфалерита [80].

В тех случаях, когда позволял материал, нами исследовалось распределение ртути между сосуществующими сульфидами. Было проанализировано 10 пар пирит—сфалерит и 10 пар пирит—халькопирит [80]. Для того чтобы сопоставление было более строгим, содержание ртути в соответствующих минералах пересчитано на молярные проценты. Из полученных данных следует, что распределение ртути между указанными минералами подчиняется общей тенденции: с повышением содержания ртути в одном минерале оно увеличивается и в сосуществующем с ним. Это наиболее четко фиксируется для пары пирит—сфалерит и более расплывчато для пары пирит—халькопирит. Из этих данных, кроме того, следует, что ртуть более охотно концентрируется в халькопирите, чем в сосуществующем с ним пирите.

Полученные результаты, казалось бы, свидетельствуют о том, что среди главных рудообразующих минералов (пирита, халькопирита и сфалерита) пирит наименее благоприятен для накопления ртути. Но в отсутствие других минералов-концентраторов (сфалерита и халькопирита) и при наличии общего высокого уровня содержания ртути в руде пирит может быть хорошим концентратом. Примером тому являются молодые колчеданные месторождения на вулкане Менделеева и Матсуо, где пирит и марказит содержат значительные ( $n \cdot 10^{-3} - 7 \cdot 10^{-2}\%$ ) количества ртути. Если в рудах той же металлогенической провинции появляется сфалерит, то он выступает как главный концентрат ртути, а уровень ее содержаний в пирите понижается (данные по месторождению Валентиновское). Таким образом, содержание ртути в сульфидах колчеданных месторождений зависит, помимо других факторов, также от наличия или отсутствия других минералов-концентраторов.

После таких общих замечаний перейдем к рассмотрению роли метаморфизма на перераспределение и возгонку ртути. Наиболее полный мате-

риал в этом плане получен для Уральской провинции. Если месторождения расположить в ряд по увеличивающейся степени метаморфизма пород и руд, то ему соответствует уменьшение содержания ртути в рудах (см. табл. 11). Для неметаморфизованных и низкометаморфизованных месторождений пренит-пумпеллеитовой фации (им. XIX партсъезда, Комсомольское, Сибайское, Гайское, Учалинское) оно составляет в основном  $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-2}\%$ , для месторождений, метаморфизованных в зеленосланцевой фации (им. III Интернационала, Чадарское и другие месторождения Среднего Урала), равно уже  $n \cdot 10^{-4}\%$ , а в наиболее высокометаморфизованных месторождениях эпидот-амфиболитовой фации (Маукское, Полевское и "50 лет Октября") оно понижается до  $n \cdot 10^{-5}\%$ .

Такая зависимость содержания ртути от степени метаморфизма руд наблюдается и при сопоставлении содержаний ртути в мономинеральных пробах минералов. Пределы содержаний ртути в метаморфизованных пиритах находятся практически на одном уровне —  $(1-5) \cdot 10^{-5}\%$ , тогда как в неметаморфизованных они охватывают широкую область от  $n \cdot 10^{-5}$  до  $n \cdot 10^{-2}\%$  с двумя максимумами по числу проб, первый из которых соответствует содержаниям ртути  $(1-5) \cdot 10^{-5}\%$ , а второй  $\sim 5 \cdot 10^{-4}\%$ . Генетическая сущность максимума, соответствующего содержаниям ртути  $(1-5) \cdot 10^{-5}\%$  в неметаморфизованных пиритах, по-видимому, заключается в том, что часть неметаморфизованных руд Урала формировалась в условиях, характерных для руд типа Куроко, которые, как было показано выше, отличаются пониженными содержаниями ртути. Для халькопирита наблюдается аналогичная тенденция: повышение концентрации ртути  $n \cdot 10^{-3}\%$  установлено только в отдельных пробах из неизменных и низкометаморфизованных месторождений Урала; халькопирит из высокометаморфизованного месторождения Маук содержит лишь  $n \cdot 10^{-5}\%$  ртути. Для сфалерита мы располагаем лишь одной пробой из высокометаморфизованного (Маукского) месторождения с содержанием в ней ртути  $3,3 \cdot 10^{-5}\%$ , в то время как концентрации ртути в сфалерите неизменных и низкометаморфизованных колчеданных месторождений Урала значительно выше:  $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-2}\%$ .

Что касается перераспределения ртути в сосуществующих минералах при метаморфизме руд, то в паре пирит—сфалерит оно не установлено, возможно, из-за малого числа проб сильно метаморфизованных сфалеритов, а в паре пирит—халькопирит оно фиксируется отчетливо в сторону увеличения содержания ртути в халькопирите.

Рассматривая данные по колчеданным месторождениям других металлогенических провинций, следует заметить, что сравнивать их по степени метаморфизма с уральскими не совсем правомочно, поскольку они расположены в различных регионах, и здесь на первый план выступает металлогеническая специализация в отношении ртути. Все же интересно указать, что низкометаморфизованные руды Кавказа и Румынии характеризуются содержаниями ртути, близкими таковым в рудах уральских месторождений той же степени метаморфизма и для месторождений типа Куроко (см. табл. 14). Руды Майкаинского месторождения в Центральном Казахстане имеют тот же порядок содержаний ртути, что и сходные по метаморфизму среднеуральские месторождения. В то же время более высокометаморфизованные месторождения провинции Квебек в Канаде

(высокая ступень зеленосланцевой фации) характеризуются более низкими содержаниями ртути (Sears, 1971 г.), чем месторождения Среднего Урала той же фации метаморфизма, но низкой ступени. В месторождениях провинции Квебек они в основном равны  $n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-4} \%$ , а в месторождениях Среднего Урала —  $n \cdot 10^{-4} \%$ .

Несколько отличается группа месторождений рудного района Шеллефт в Северной Швеции: по степени метаморфизма они в основном соответствуют фации зеленых сланцев высокой ступени, а по содержаниям ртути ( $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3} \%$ ) даже превосходят среднеуральские месторождения, метаморфизованные в условиях низкой ступени зеленосланцевой фации. Но в пределах рудного района также наблюдается достаточная четкая зависимость содержания ртути в рудах от степени их метаморфизма; в наиболее высокометаморфизованном (амфиболитовая фация) месторождении Адда, по данным Грипа и Виденфолка, зафиксированы самые низкие — до  $(1-2) \cdot 10^{-4} \%$  — концентрации ртути.

Таким образом, установлено, что термальный метаморфизм приводит к уменьшению содержания ртути в колчеданных рудах, ее отгонке, и в этом плане ртуть может рассматриваться как своеобразный индикатор метаморфизма сульфидных руд, конечно, в пределах одной и той же металлогенической провинции.

### **Главные факторы, определяющие ртутоносность рудных месторождений**

Способность минерала концентрировать ртуть (его изоморфная емкость) определяет в ходе процесса рудоотложения уровень содержания в нем ртути. Важное значение при этом имеет также наличие или отсутствие других минералов-концентраторов и соотношение между ними. Например, от того, присутствует ли сфалерит в колчеданных рудах или нет, зависит уровень концентрации ртути в пиритах; такой материал приведен выше по молодым колчеданным месторождениям о-ва Кунашир и Японии. Кроме того, отчетлива тенденция накопления ртути к концу процесса формирования месторождений. Она прослежена нами по целому ряду минералов из различных по вещественному составу месторождений: сфалериту, блеклой руде, пириту, галениту, молибдениту и т.д. Некоторые примеры приведены в табл. 13. Все это геохимические факторы локального порядка.

Существует еще один фактор, определяющий уровень концентрации ртути в эндогенных месторождениях (он может быть региональным и локальным), — пострудный метаморфизм, который ведет к обеднению месторождений ртутью. Выше это было детально рассмотрено на примере колчеданных месторождений. Уменьшение содержания ртути в связи с пострудным метаморфизмом отмечено и для золота месторождений Приамурья (Моисеенко, 1965 г.).

Наиболее важным фактором, определяющим первоначальную ртутоносность месторождений, является металлогеническая специализация провинций в отношении ртути. Она проявляется в месторождениях, приуроченных к зонам глубинных разломов, что свидетельствует о поступ-

Т а б л и ц а 13. Содержание ртути в сульфидах различных генераций

Месторождение, регион	Формация	Минерал	Содержание ртути	
			I генерация	II генерация
Тырныауз (Кавказ)	Молибден-вольфрамовая	Молибденит	$(1,8-5,2) \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Хандизинское (Узбекистан)	Колчеданно-полиметаллическая	Пирит	$(1-5) \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Нагольный	Свинцово-цинковая	Галенит	$1 \cdot 10^{-5}$	$(2-3) \cdot 10^{-5}$
Кряж (Донбасс)		Галенит	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$4,5 \cdot 10^{-5}$
Хайдаркан (Южная Фергана)	Ртутная	Сфалерит	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$
		"	$(1-5) \cdot 10^{-2}$	32,3

Т а б л и ц а 14. Содержание ртути в молибден-вольфрамовых месторождениях

Минерал	Содержание ртути, %	
	Тырныаузское месторождение (Кавказ)	Джидинское месторождение (Забайкалье)
Вольфрамит		$(1-6) \cdot 10^{-6}$
Пирротин	$4 \cdot 10^{-6} - 1,5 \cdot 10^{-5}$	
Арсенопирит	$8 \cdot 10^{-6} - 1,6 \cdot 10^{-4}$	
Пирит	$9,5 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-6} - 8 \cdot 10^{-5}$
Молибденит	$(1,8-5,2) \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Сфалерит	$(1,7-6) \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-6} - 7,6 \cdot 10^{-5}$
Галенит	$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-5}$
Халькопирит		$(1-2,4) \cdot 10^{-4}$

лении ртути из глубин Земли. В то же время рудные месторождения, формирующиеся в связи с гранитоидным коровым магматизмом, даже в пределах подвижных зон характеризуются сравнительно низким уровнем концентрации ртути; это, очевидно, связано с тем, что в данном случае в основном "работают" коровые процессы, а доля мантийной составляющей понижена (примеры: Тырныаузское месторождение на Кавказе, Джидинское в Забайкалье) (табл. 14).

Наиболее представительный материал такого рода собран нами по полиметаллическим, колчеданным и сурьмяным объектам. Полиметаллические месторождения Болгарии Седмочисленицы и Чипровцы характеризуются высокими концентрациями ртути, а полиметаллические месторождения Маджарово, Маданское, Лозенское, Галенитское, Лыкинское и сурьмяное Черничево — чрезвычайно низкими (табл. 15). Если обратиться к региональной позиции этих месторождений (металлогенические схемы Р. Стоянова), то отчетливо видно, что месторождения Седмочисленицы и Чипровцы расположены в зоне долгоживущего глубинного разлома, который определял структурный план еще Прародоп. Этот разлом разделял Мизийскую плиту на севере от мегаблока Родоп на юге, а в Неородопах активизировался (фиг. 7). В этой активизированной зоне (она

Т а б л и ц а 15. Содержание ртути в полиметаллических и сурьмяных месторождениях Болгарии

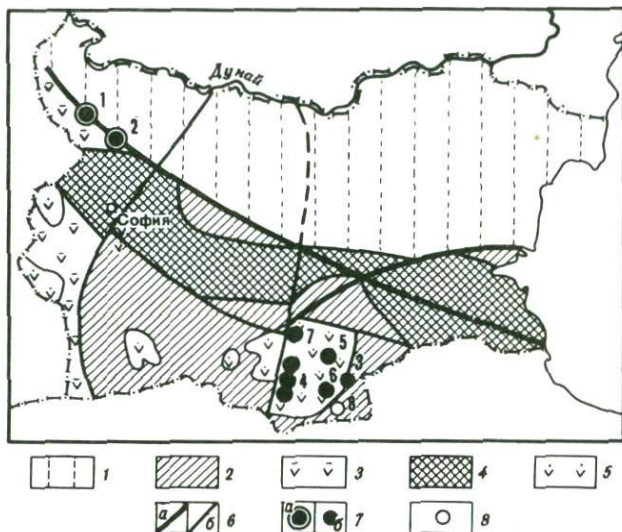
Рудное поле	Минерал, концентрат	Содержание ртути, ‰
<i>Западно-Балканская подвижная зона</i>		
Седмочисленицы	Сфалерит	$1,5 \cdot 10^{-4} - 2 \cdot 10^{-2}$
	Галенит	$1 \cdot 10^{-4} - 2 \cdot 10^{-3}$
<i>Родопский срединный массив</i>		
Маджарово	Пирит	$3 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-5}$
	Сфалерит	$3 \cdot 10^{-6} - 7,2 \cdot 10^{-5}$
	Вюртцит	$3,6 \cdot 10^{-6} - 9 \cdot 10^{-5}$
	Галенит	$2 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-5}$
	Халькопирит	$5 \cdot 10^{-6} - 2,7 \cdot 10^{-5}$
Маданское, Лозенское, Галенитское, Лыкинское	Сфалерит	$2 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-4}$
Черничево	Антимонит	$1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$
Маджарово, Лыкинское	Цинковый	$1,2 \cdot 10^{-5} - 1,4 \cdot 10^{-5}$
	Свинцовый	$1 \cdot 10^{-6} - 8 \cdot 10^{-6}$
	Пиритный	$6 \cdot 10^{-6} - 8 \cdot 10^{-6}$

Т а б л и ц а 16. Содержание ртути в некоторых полиметаллических и сурьмяных месторождениях Финляндии

Месторождение	Минерал	Содержание ртути, ‰
<i>Главный Сульфидный пояс</i>		
Виханти и Пихасалме	Пирит	$2,5 \cdot 10^{-5} - 1,5 \cdot 10^{-3}$
	Сфалерит	$2 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-2}$
	Галенит	$1 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-3}$
	Концентрат	$2,5 \cdot 10^{-4} - 1,8 \cdot 10^{-3}$
<i>За пределами Главного Сульфидного пояса</i>		
Сейняйоки	Самородная сурьма и антимонит	$3 \cdot 10^{-6} - 2,4 \cdot 10^{-4}$
	Руда	$(1-4) \cdot 10^{-6}$

включает Среднегорский вулканогенно-интрузивный пояс) расположены также комплексное ртутьсодержащее железорудное месторождение Кремиковцы (данные Л.А. Ратиева и В.А. Атанасова) и современные термальные источники Сапарева Баня, где в керне скважин была обнаружена киноварь. Тектоническая позиция месторождения Маджарово и других, расположенных в пределах Родопского срединного массива, иная: они находятся за пределами таких крупных, длительно развивающихся структур (см. фиг. 7).

Другой пример — рудные месторождения Финляндии (табл. 16). Здесь известны ртутьсодержащие полиметаллические месторождения Виханти и Пихасалме, приуроченные к Главному Сульфидному поясу (фиг. 8). На продолжении этого рудного пояса в пределах Швеции находится полиметаллический рудный район Шеллефт с высокими концентрациями ртути (месторождения Лонгдаль, Лангселе и др.). Главный Сульфидный



Фиг. 7. Схематическая позиция исследованных на ртутьносность рудных месторождений Болгарии

1 — Мизийская плита; 2 — непереработанные и слабо переработанные Прародопы; 3 — триасовые, юрские и нижнемеловые комплексы; 4 — верхнемеловые и палеоценовые эффузивные и интрузивные формации; 5 — комплекс малых интрузий; 6 — зоны глубинных разломов первого (а) и второго (б) порядков; 7 — полиметаллические месторождения: а — с повышенными концентрациями ртути (1 — Чипровцы, 2 — Седмочисленицы), б — с низкими содержаниями ртути (3 — Маджаровское, 4 — Маданское, 5 — Лозенское, 6 — Галенитское, 7 — Лыкинское); 8 — сурьмяное месторождение Черничево (8)

пояс контролируется северо-западным линеаментом Балтийского щита, представленным зоной региональных глубинных разломов, разделяющей два крупных тектонических блока земной коры: северо-восточный с древнейшим фундаментом (йотническая формация) и юго-западный (свекокарельские формации) с разной историей геологического развития. Полагают, что в юго-западном блоке архейский гранито-гнейсовый фундамент погружен на большую глубину (Салоп, 1971 г.) или же подвергся тотальному анатексису (Муратов, 1973 г.); возможно, как полагает Дж. Уотсон (1975 г.), Свекофенский прогиб формировался непосредственно на коре океанического типа. Зона линеамента хорошо трассируется глубинными отрицательными гравиметрическими аномалиями. Она относится к категории структур, глубоко проникающих в мантию и, очевидно, поставляющих ртуть из недр Земли. Как следует из геологической и металлогенической карт Финляндии, таких структур в районе сурьмяных месторождений Сейняйоки, характеризующихся низкими содержаниями ртути, нет.

Даже из этих двух примеров отчетливо видна ртутная специализация полиметаллических месторождений, приуроченных к зонам долгоживущих глубинных разломов. Эта специализация выражена еще более контрастно, если эти месторождения обнаруживают тесную пространственную связь с ртутным оруденением, которое контролируется теми же долгоживущими глубинными структурами. При этом в одних случаях полиме-

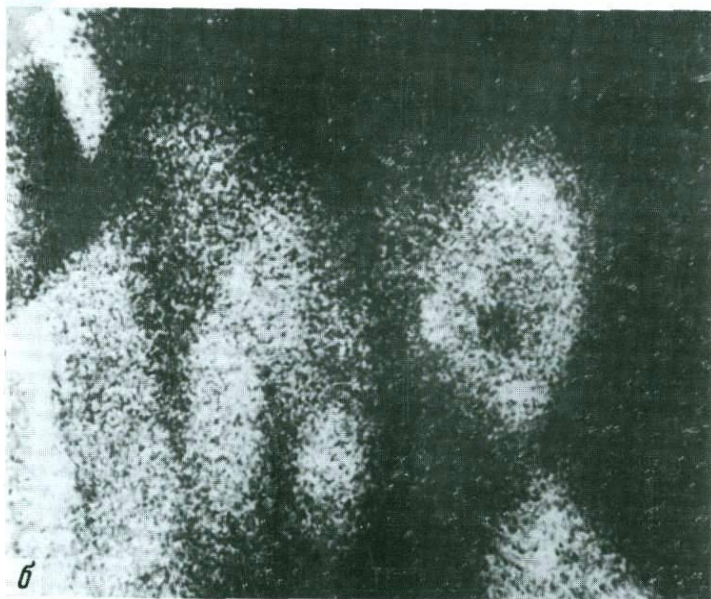
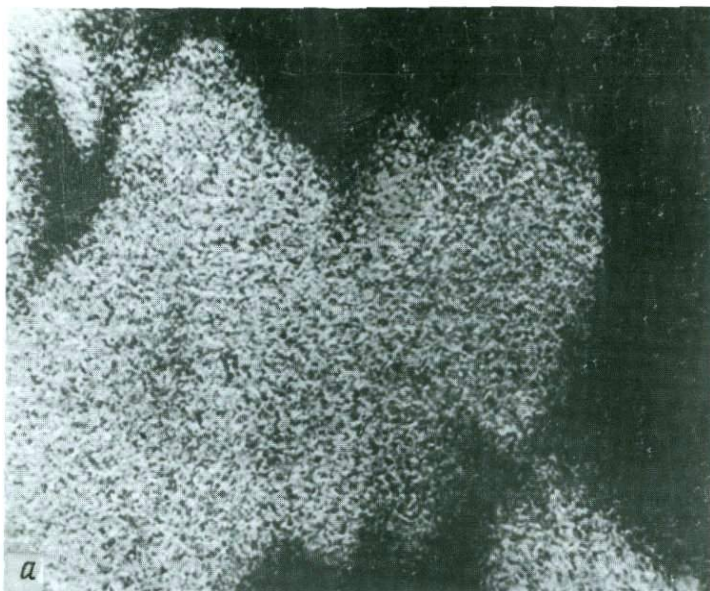


Таблица I. Сканирование зерна синтезированного сфалерита со средним содержанием ртути 0,24% в рентгеновском излучении цинка (а) и ртути (б). 70 × 70 мкм

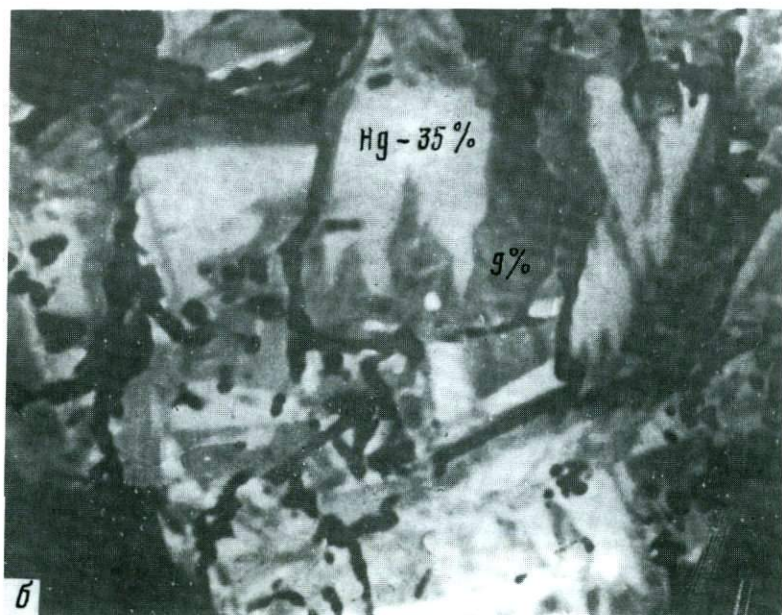
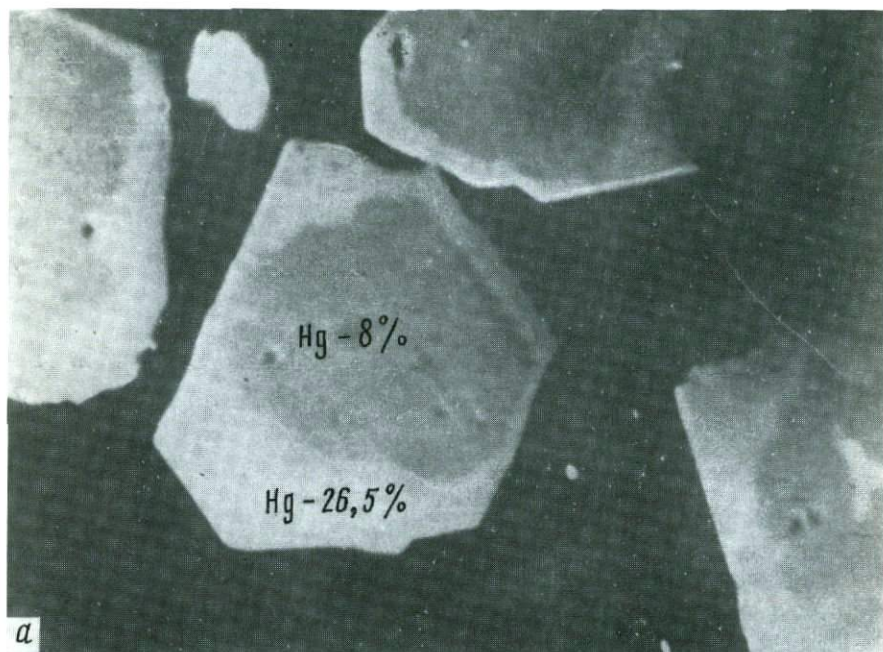


Таблица II. Ртутьсодержащий сфалерит из Сахалинского месторождения (а) и месторождения Гал-Хая (б) в токе поглощенных электронов (светлые участки обогащены ртутью). Увел. 250

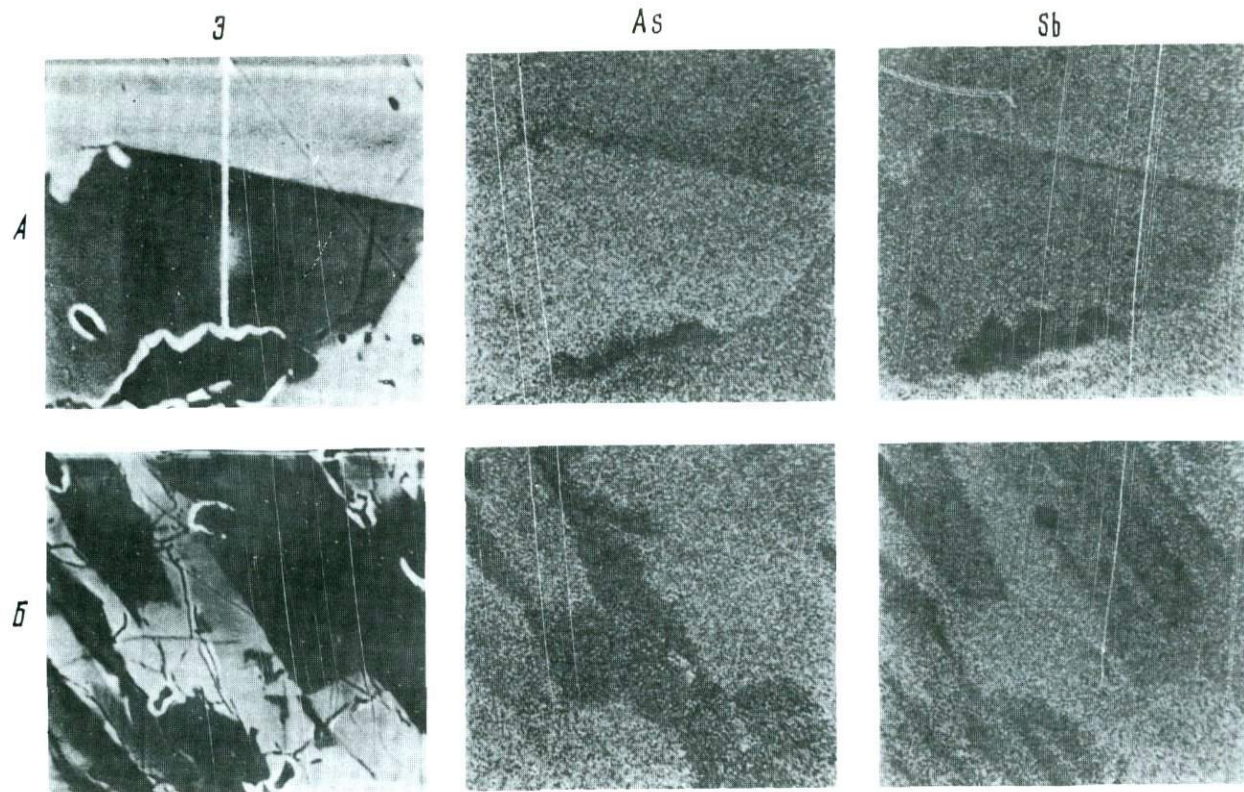


Таблица III. Участки (А, Б, В, Г) сканирования ртутьсодержащих белекых руд месторождения Кульпольней в токе поглощенных электронов (Э) и рентгеновском излучении мышьяка и сурьмы. А, В, Г – 120 × 120 мкм; Б – 200 × 200 мкм. Стрелками показаны профили сканирования (см. фиг. 5)

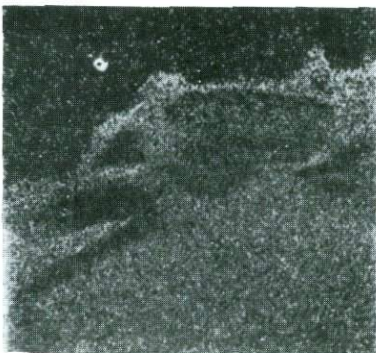
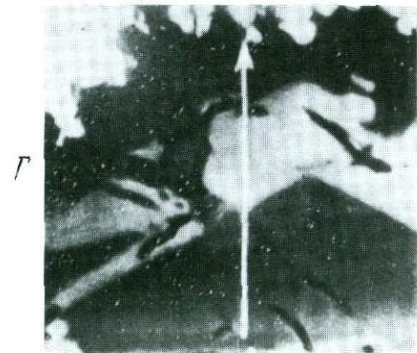
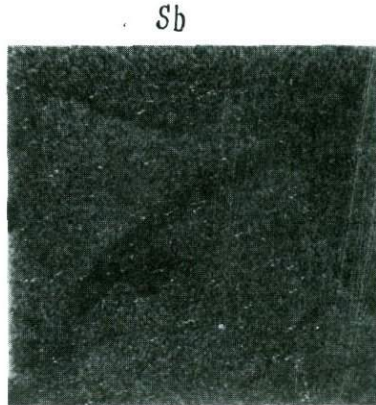
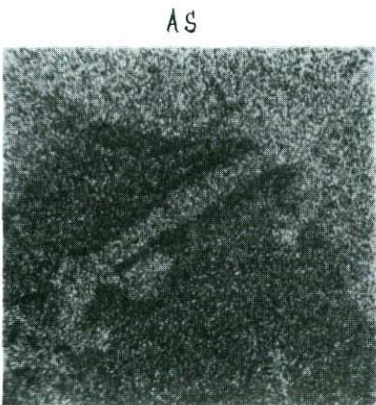
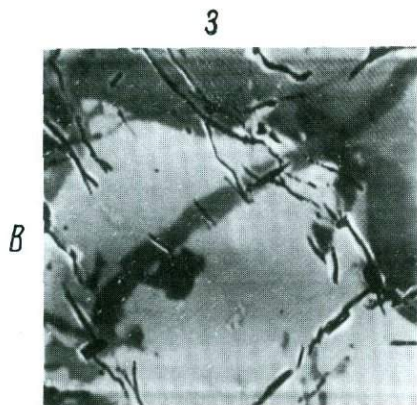
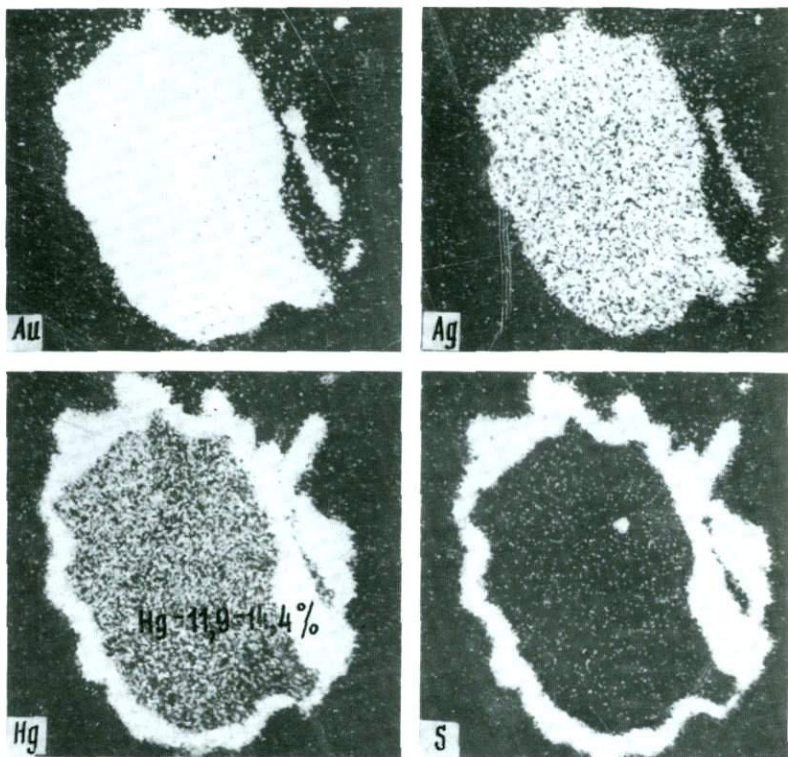
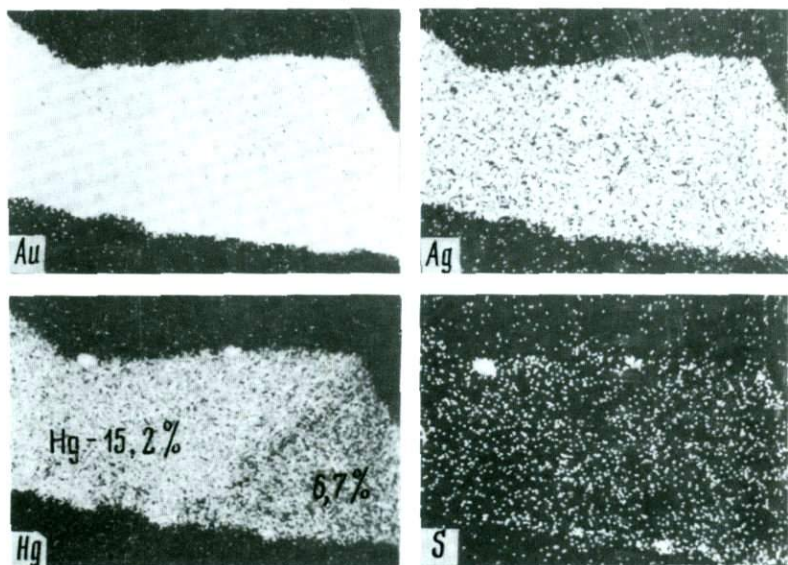


Таблица III (окончание)

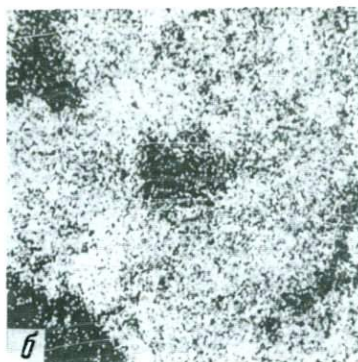
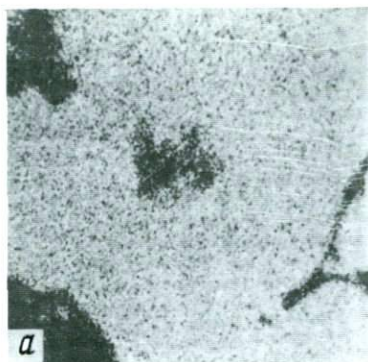


*Участок 1*

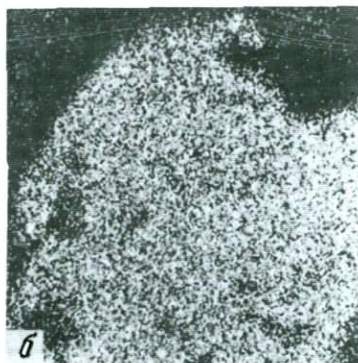
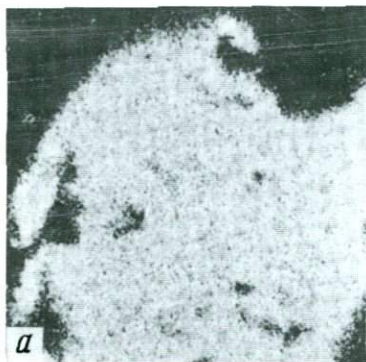


*Участок 2*

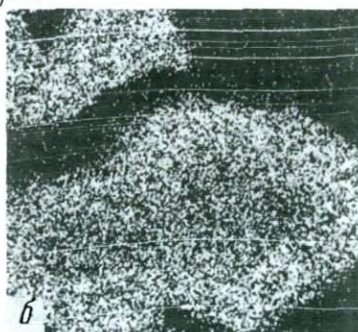
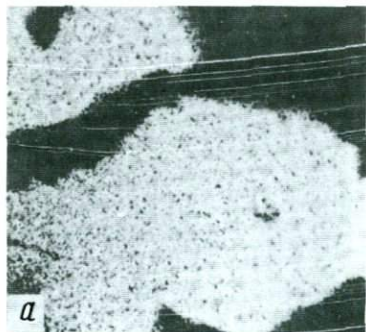
Таблица IV. Сканирование агрегатов ртути содержащего самородного золота и киновари из рудопроявления в Якутии в рентгеновском излучении золота, серебра, ртути и серы. 100 × 100 мкм



1 зерно



2 зерно



3 зерно

Таблица V. Сканирование агрегатов ртути содержащего самородного золота из рудопроявления на Камчатке в рентгеновском излучении золота (а) и ртути (б). 100 × 100 мкм

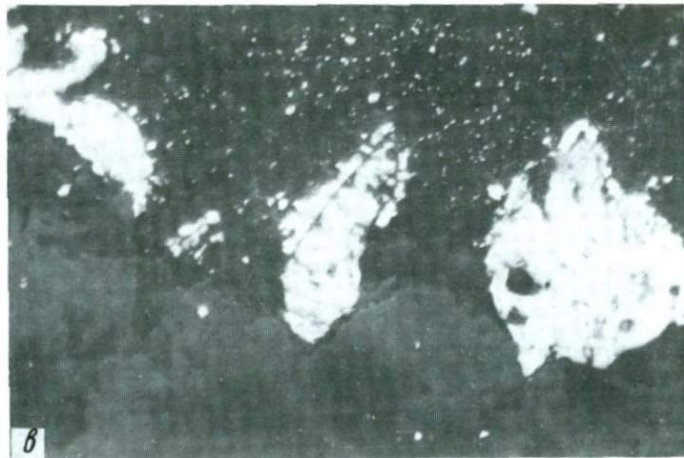
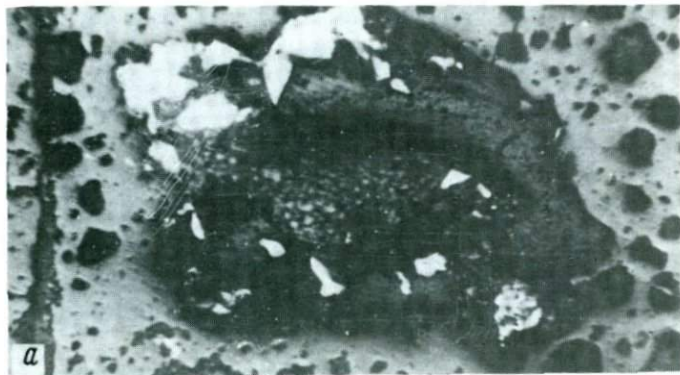


Таблица VI. Форма выделений киновари на вулкане Менделеева. Полированные шлифы

*а* — клиновидные кристаллики киновари в пустотах опализированной породы, увел. 80; *б* — обрастание и замещение киноварью обломка туфобрекчии, увел. 300; *в* — обрастание киновари (светло-серое) кристалликами пирита (белое), увел. 300

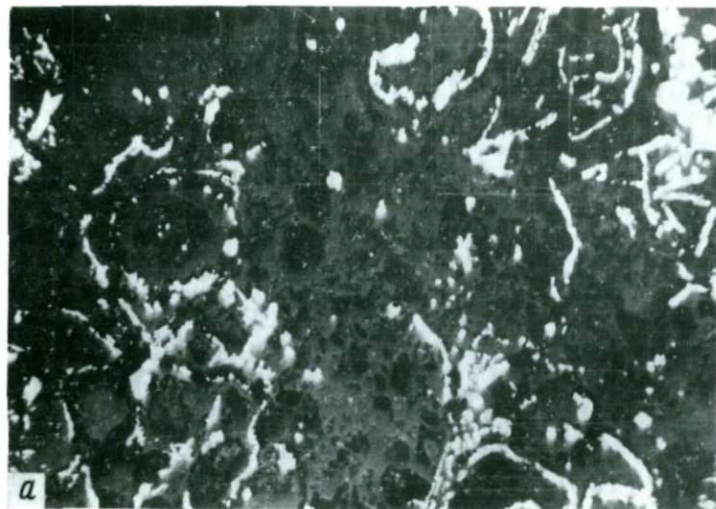
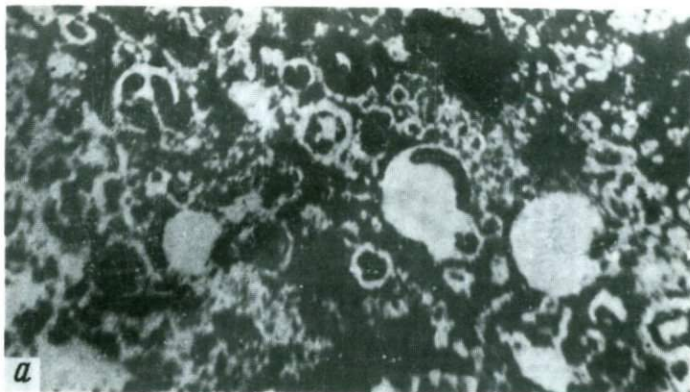
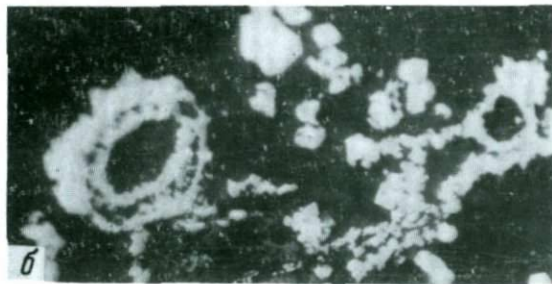
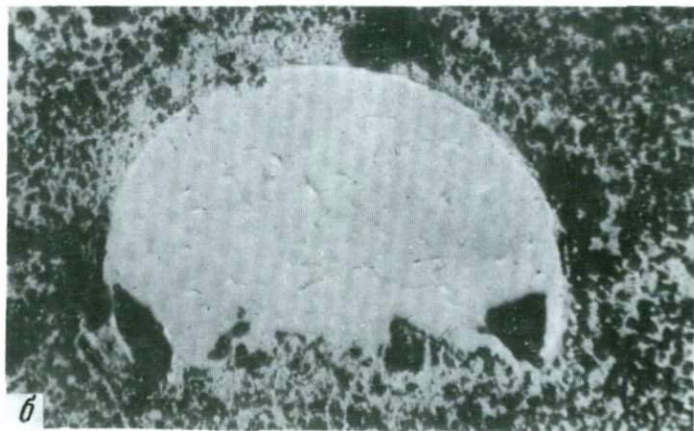
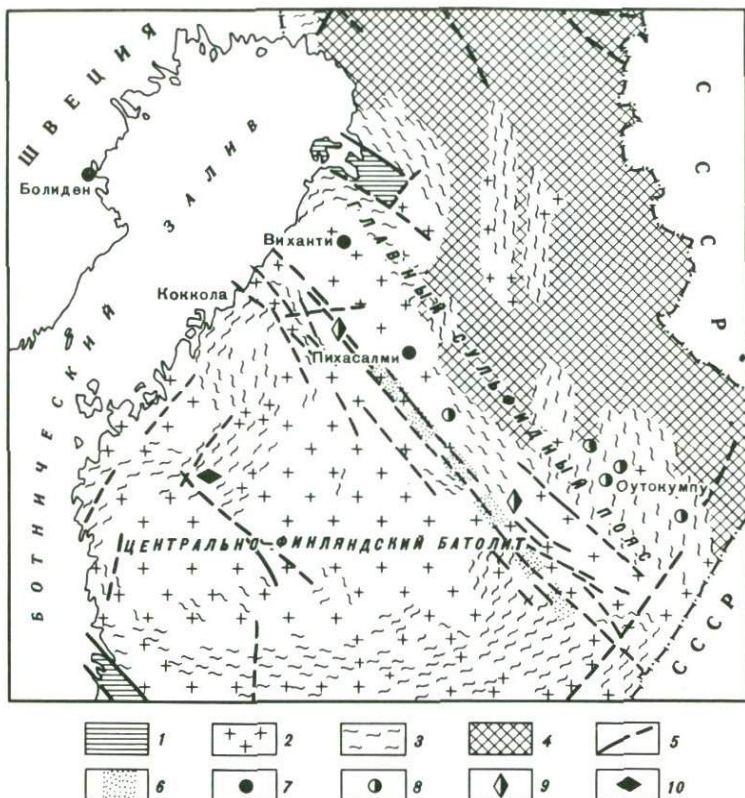
*A**a**Б**a**б**б*

Таблица VII. Выделения сульфидов железа в серноколчеданных залежах вулканов Менделеева (А) и Матсуо (Б). Полированные шлифы  
 А: *a* – округлые выделения опала и повторение этих форм сульфидами железа, увел. 90; *б* – колломорфные выделения сульфидов железа с зонально-концентрическим строением, увел. 165. Б: *a* – глобулярные агрегаты пирит-марказитового состава, увел. 320; *б* – сферолит пирит-марказитового состава, увел. 650



Фиг. 8. Схема размещения ртутьсодержащих полиметаллических месторождений Финляндии. Составлена с использованием металлогенической карты Финляндии (Кажма, 1973 г.)

1 – йотичская формация; 2, 3 – свекокарельские формации (2 – изверженные породы, 3 – мигматиты и метаморфические образования); 4 – граниты, гранитогнейсы и метаморфические породы; 5 – тектонические нарушения; 6 – глубинные отрицательные гравиметрические аномалии; 7–10 – месторождения: 7 – полиметаллические, 8 – медные, 9 – медно-никелевые, 10 – сурьмяные

таллические месторождения связаны с ртутными генетически, а в других – лишь структурно, принадлежа различным металлогеническим эпохам. Так, свинцово-цинковые месторождения Кавказа (табл. 17) образовались в киммерийскую, а ртутные – в альпийскую эпохи рудообразования, но в региональном плане контролировались едиными глубинными структурами. Эта специализация хорошо иллюстрируется также на примере месторождений Донбасса, Южной Ферганы (см. табл. 17), Казахстана и других районов. Остановимся несколько подробнее на полиметаллических месторождениях атасуйского типа в Казахстане (Жайрем и др.). Наличие в них ртути установлено коллективом казахских геологов: В.Д. Тяном, Ю.Б. Генкиным, Н.М. Митряевой, К.М. Муқановым, А.Л. Дербасовой, В.И. Щибриком. Нами также изучались на ртуть руды и минералы Жайремского месторождения и показана высокая их ртутность. Основными минералами-носителями ртути в этом месторожде-

Т а б л и ц а 17. Содержание ртути в свинцово-цинковых месторождениях, имеющих тесную пространственную связь с ртутно-сурьмяным оруденением (в %)

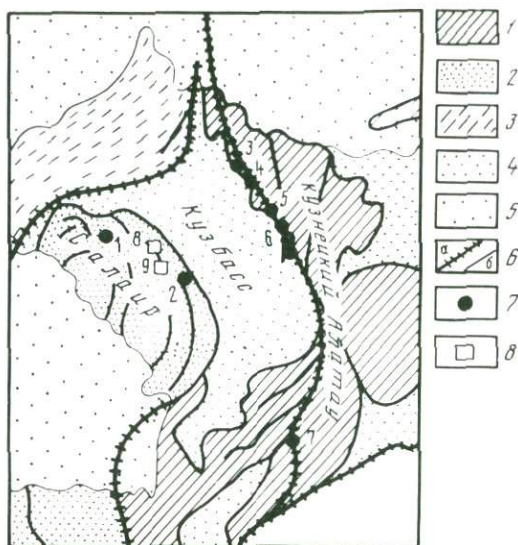
Минерал	Месторождения		
	Донбасса	Кавказа	Южной Ферганы
Пирит	$1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-3}$
Арсенопирит	$1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$		
Сфалерит	$2 \cdot 10^{-4} - 0,1$	$4 \cdot 10^{-5} - 8 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-3} - 0,34$
Блеклая руда	$8 \cdot 10^{-3} - 8 \cdot 10^{-2}$		$1 \cdot 10^{-2} - 0,1$
Галенит	$7,5 \cdot 10^{-6} - 2,5 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-5} - 1,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-2}$
Бурнонит	$8 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-2}$		$1 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-3}$
Буланжерит	$(1-5) \cdot 10^{-5}$		
Халькопирит	$4 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-4}$		$5 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-3}$
Реальгар			$1 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-2}$

Т а б л и ц а 18. Содержание ртути в колчеданно-полиметаллических месторождениях южного обрамления Сибирской платформы (в %)

Минерал	Месторождение		
	Салаирское	Урское	Озерное
Пирит	$(3,5-7,5) \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-4}$	
Пиритовая тонко- и мелкозернистая руда			$8 \cdot 10^{-6} - 8 \cdot 10^{-5}$
Сфалерит	$(1,5-4) \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-4} - 5 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-6} - 6 \cdot 10^{-5}$
Галенит	$(8-8,5) \cdot 10^{-5}$		$2 \cdot 10^{-5}$
Халькопирит		$5 \cdot 10^{-5} - 2,2 \cdot 10^{-3}$	$(1-4) \cdot 10^{-5}$
Концентрат	$2,2 \cdot 10^{-5} - 3,2 \cdot 10^{-3}$		

нии являются сфалерит ( $1-9 \cdot 10^{-2}\%$ ), галенит ( $6 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-2}\%$ ) и блеклая руда. В последней, по опубликованным данным Н.М. Митряевой (1979 г.), содержится 0,3–9% ртути. Повышенная ртутноность Жайремского и других месторождений Атасуйской группы хорошо объясняется их приуроченностью к грабен-синклинальной структуре глубокого заложения, которая Г.Н. Щербой с соавторами рассматривается как часть раздвига (палеорифта), расположенного над зоной пониженной мощности земной коры.

Те же региональные особенности в распределении ртути можно видеть при рассмотрении колчеданно-полиметаллических месторождений. В табл. 18 приведены некоторые примеры месторождений южного обрамления Сибирской платформы. Из таблицы следует, что месторождение Озерное в Бурятии выделяется чрезвычайно низким уровнем концентрации ртути. Если сравнить его геологическую позицию, к примеру, с месторождениями Салаира, то выявляется следующее. Металлогеническая позиция колчеданных месторождений Салаира определяется их приуроченностью к зоне глубинных долгоживущих разломов. На фиг. 9 изображен фрагмент крупной тектонической зоны с гипербазитами, имею-



Фиг. 9. Схема размещения ртутных и колчеданно-полиметаллических месторождений в структурах обрамления Кузбасса. Тектоническая основа по данным В.А. Кузнецова (1966 г.).

1-3 — зоны: 1 — кембрийской складчатости и ранней стабилизации каледонид, 2 — раннегерцинской складчатости, 3 — герцинской складчатости Зайсанской складчатой системы; 4 — герцинские краевые и межгорные прогибы; 5 — мезо-кайнозойские прогибы; 6 — разломы (а — глубинные, б — меньшего масштаба); 7 — ртутные месторождения и проявления (1 — Мавринское, 2 — Орлиногорское, 3 — Куприяновское, 4 — Белоосиповское, 5 — Кучумандинская группа, 6 — Пезасская группа, 7 — Сайзакское); 8 — колчеданно-полиметаллические месторождения (8 — Урская группа, 9 — Салаирская группа)

щей общую протяженность более 1,5 тыс. км. Разломы этой зоны в раннем палеозое контролировали размещение колчеданного оруденения Салаира с повышенными концентрациями ртути, а на поздних стадиях (в мезозое) — ртутного. Таким образом, наблюдается определенное унаследование ртутной специализации в этом регионе. В то же время в Забайкальской провинции отчетлива возрастная и структурная разобщенность колчеданного оруденения (типа Озерного месторождения) и ртутно-рудных поясов, в частности Байкальского и западной ветви Монголо-Охотского. Структуры, контролирующие Байкальский ртутный пояс, и Монголо-Охотский разлом — более крупные и глубинные, чем Удино-Витимский разлом, с которым связано колчеданное месторождение Озерное. Удино-Витимский разлом — внутригеосинклинальная структура (не сопровождающаяся проявлениями офиолитовой формации и гипербазитами) со слабо проявленной мезозойской активизацией (только блоковые движения) без ртутного оруденения. По-видимому, и уровни генерации рудного вещества были различны. Соответственно поступление ртути энергично осуществлялось по одним тектоническим зонам и практически отсутствовало по другим.

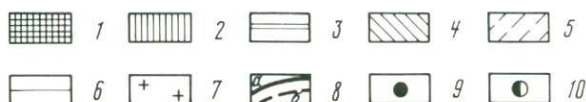
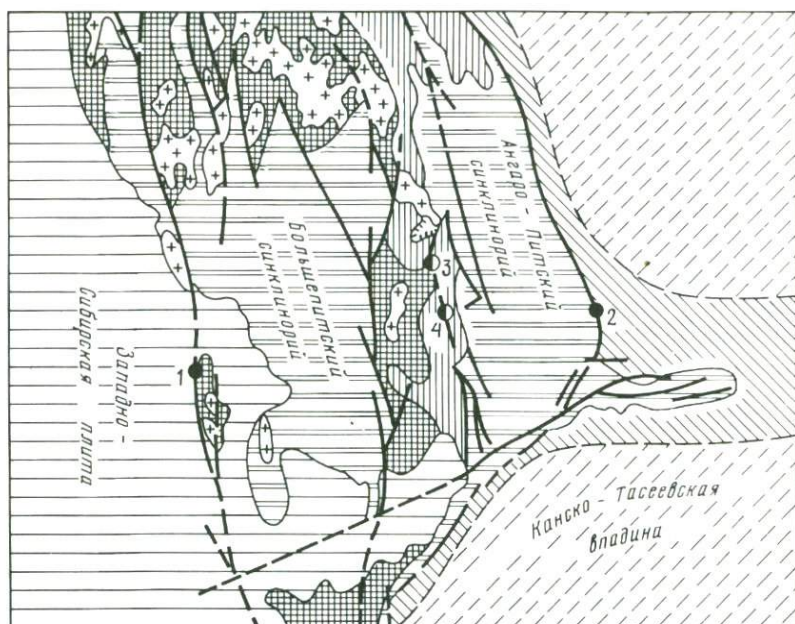
Четкая картина в распределении ртути выявляется при сравнении сурьмяных месторождений различных типов. Резко пониженными содержа-

Таблица 19. Содержание ртути в рудных минералах сурьмяных месторождений золото-сурьмяной и ртутной формаций (%)

Минерал	Золото-сурьмяная формация		Ртутная формация			
	Яно-Колымский пояс	Енисейский край	Средиземноморский пояс		Центральноазиатский пояс	
			Югославия	Италия	Фергана	Забайкалье
Антимонит (месторождения без киновари)	$2 \cdot 10^{-6}$ — $2,4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-6}$ — $5,6 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-2}$		$1 \cdot 10^{-5}$ — $6 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-5}$ — $2,7 \cdot 10^{-2}$
То же (месторождения с киноварью)	$3 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-2}$		$1 \cdot 10^{-4}$ — $2 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-5}$ — $7,5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$ — 0,1	$2,5 \cdot 10^{-5}$ — 0,1
Пирит	$8 \cdot 10^{-6}$ — $4,4 \cdot 10^{-5}$	$(1-2) \cdot 10^{-4}$			$(6-7) \cdot 10^{-3}$	

ниями ртути отличаются месторождения золото-сурьмяной формации по сравнению с месторождениями, принадлежащими ртутной формации (табл. 19). Месторождения золото-сурьмяной формации развиты в участках земной коры с широко проявленным гранитоидным батолитовым магматизмом. По-видимому, в участках земной коры с гранитофильной металлогенией, по терминологии В.И. Смирнова (1978 г.), источники рудообразования находились на более высоких уровнях, чем для сурьмяных месторождений ртутной формации, которые, как известно, контролируются весьма глубинными структурами Земли. Наглядный пример — сурьмяные месторождения золото-сурьмяной формации Енисейского края (фиг. 10). Они приурочены к Ишимбинскому разлому, входящему в Татарскую зону разломов, развивающихся в блоке докембрийских пород с гранитоидами, и связаны с древней коровой, золотоносной металлогенией этого региона. В то же время ртутные проявления здесь отчетливо разобщены с сурьмяным оруденением; они сформировались в мезозойскую металлогеническую эпоху и проявлены в более крупных системах глубинных разломов, ограничивающих структуру Енисейского края с запада и востока.

Столь же показательный пример — сурьмяные месторождения золото-сурьмяной формации Якутии. Месторождения контролируются системой продольных региональных разломов Яно-Колымского пояса, имеющих коровое заложение. Это следует из материалов геологической съемки, а в ряде случаев подтверждено геофизическими исследованиями (Ю.Я. Вашилов и др.). Сурьмяное оруденение развивается на фоне и в связи с золотой минерализацией, характерной для данного региона. Последняя имеет отчетливые связи с гранитоидным коровым магматизмом. Ртутное оруденение обособлено и приурочено к поперечным разломам Верхояно-Колымской провинции, активизированным в верхнем мелу—палеогене (В.И. Бергер). В том случае, когда они пересекают систему про-



Фиг. 10. Схема размещения ртутных и сурьмяных месторождений в структурах Енисейского края. Тектоническая основа по данным О.В. Вотеха (1968 г.)

1 – антиклинории (отложения  $Pt_1$ ,  $Pt_3$ ); 2 – поднятия (толща  $Pt_3$ ); 3 – синклинории и грабены (породы  $Pt_3$ ,  $Pz$ ); 4 – поднятия (отложения  $E$ ); 5 – синеклизы и впадины (толща  $Pz_3$ ); 6 – мезокайнозойские впадины; 7 – гранитные массивы; 8 – разломы (*a* – достоверные, *b* – предполагаемые); 9, 10 – месторождения: 9 – ртутные (1 – Чернореченское, 2 – Мутовское), 10 – сурьмяные (3 – Удырейское, 4 – Раздольнинское)

дольных разломов Яно-Колымского сурьмяного пояса, формируется сурьмяное оруденение с заметно повышенными концентрациями ртути. Таково оруденение рудопроявления Кючюс, где антимонит содержит 0,0п% ртути, а в сопровождающих его золоте и блеклой руде ее концентрация составляет 4,2–15,8 и 12,3% соответственно. Здесь установлена также киноварь. Рудопроявление расположено в пределах поперечного Кючюсского разлома – западного продолжения разлома Улахан, контролирующего распределение ртутного оруденения значительной части Уяндино-Ясачнинского ртутного пояса. Аналогична регионально-тектоническая позиция рудопроявления Крохалиное, где содержание ртути в антимоните составляет 0,0п%. Кроме того, здесь установлен новый ртутный минерал – колымит ( $Cu_7Hg_6$ ), содержащий 72,6% ртути (Маркова, Черницова, Бородаев и др., 1980 г.). Рудопроявление расположено в юго-восточной части Яно-Колымского пояса в участке его сочленения с крупным поперечным Буяндинским разломом. Последний разграничивает участки земной коры с разным глубинным строением. Он обрывает с восто-

ка распространение сурьмяного оруденения Яно-Колымского пояса и характеризуется отчетливо выраженной ртутной специализацией. Подобные примеры можно было бы продолжить.

Из приведенных примеров видно, что регионально-тектоническая позиция рудных месторождений — ведущий фактор, определяющий их ртутноность.

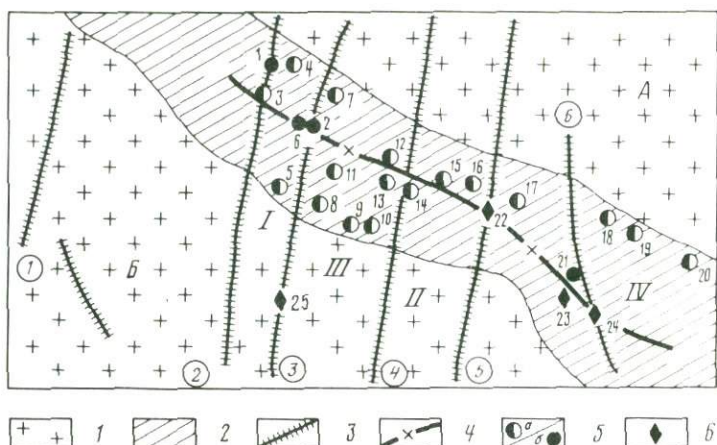
### **РТУТЬ В УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗАХ**

В течение более 20 лет нами совместно с Ю.И. Пиковским, а в последние годы также с Н.Р. Машьяновым и Л.А. Добрянским проводилось исследование ртутноности углеводородных газов в различных регионах Советского Союза, сопровождавшееся анализом и обобщением литературных материалов о содержании ртути в газах отечественных и зарубежных газовых и газонефтяных месторождений. К настоящему времени известны данные о содержании ртути в месторождениях древней Восточно-Европейской платформы, Среднеевропейской каледонской платформы, Туранской и Скифской молодых плит, а также в месторождениях, расположенных в пределах Средиземноморского и Тихоокеанского складчатого поясов. Именно в таком порядке приводится ниже описание ртутноности месторождений. Наши исследования показали, что определяющим фактором в появлении повышенных концентраций ртути ( $> 1 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>) в газовых и газонефтяных месторождениях (так же, как это было продемонстрировано выше для рудных) является регионально-тектоническая позиция месторождений.

### **Геологическая позиция газонефтяных месторождений и их ртутноность**

Русская плита Восточно-Европейской платформы. В пределах плиты ртутноность газов изучалась в трех регионах: Днепровско-Донецкой впадине, Рязано-Саратовском прогибе и на Башкирском своде.

Наиболее детальные сведения получены по газовым месторождениям Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ). Интерес к этому региону обусловлен его соседством с крупной ртутнорудной зоной Главного Донецкого антиклинала, а также наличием в ДДВ ртутного и ртутьсодержащего полиметаллического оруденения в кепроках соляных штоков в пределах развития газовых и газонефтяных месторождений (Адамовский, Ново-Дмитриевский соляные купола и др.). Днепровско-Донецкая впадина расположена между Украинским и Воронежским кристаллическими массивами, гранича с ними по зонам глубинных разломов. Ширина ее от 75–90 до 120–130 км, протяженность с северо-запада на юго-восток 600 км. Она представляет собой длительно развивавшуюся структуру, которая возникла в рифее в виде глубокого и узкого рва, заполненного 5–10-километровой толщей верхнепротерозойских осадков, в герцинское время развивалась как глубокий авлакоген, а в конце палеозоя–мезозоя в виде широкой синеклизы. Мощность осадочных пород девона–антропогена составляет 10–14 км. Помимо ограничивающих ДДВ глубинных разло-



Фиг. 11. Схема размещения ртутиносных газов Днепровско-Донецкой впадины

1 – кристаллические массивы (А – Воронежский, Б – Украинский); 2 – Днепровско-Донецкая впадина и ее юго-восточное продолжение – Донбасс; 3 – поперечные глубинные разломы (цифры в кружках): 1 – Одесский, 2 – Криворожско-Комаричский, 3 – Верховцевско-Львовский, 4 – Орехово-Харьковский, 5 – Мангушко-Губкинский, 6 – Кальмиус-Айдарский; 4 – Центрально-Донецкий продольный разлом ДДВ и Донбасса; 5 – газовые месторождения и проявления (*a* – с содержанием ртути в газе менее  $1 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>, *б* – более  $1 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>): 1 – Гадячское, 2 – Опшмянское, 3 – Харьковецкое, 4 – Новотроицкое, 5 – Зачепиловское, 6 – Солоховское, 7 – Рыбальское, 8 – Руденковское, 9 – Пролетарское, 10 – Перещепинское, 11 – Машевское, 12 – Крестицкое, 13 – Сосновское, 14 – Кегичевское, 15 – Ефремовское, 16 – Шебелинское, 17 – Спиваковское, 18 – Краснопоповское, 19 – Боровское, 20 – Вергунское, 21 – Дружковско-Константиновской антиклинали; 6 – ртутные месторождения и рудопроявления (22 – Славинское, 23 – Константиновское, 24 – Никитовское, 25 – Верховцевское). Тектонические структуры: I – Криворожско-Кременчугская зона; II – Орехово-Павлоградская зона; III – Карловский блок; IV – Донецкий бассейн

мов, параллельно им в центре впадины прослеживаются глубинные разломы, ограничивающие рифейский ров и уходящие своими корнями в мантию. Кроме того, ДДВ разбита на мегаблоки зонами поперечных глубинных разломов. Наиболее крупные из них возникли на месте субмеридиональных раннепротерозойских геосинклиналей и являются частью линейментов, пересекающих различные структуры земной коры в теле древней платформы и за ее пределами. Одна из таких зон – Орехово-Павлоградская – отделяет ДДВ от герцинид Донецкого складчатого сооружения (фиг. 11). Она пересекает Украинский кристаллический массив, Скифскую плиту и уходит далее на юг. Западнее параллельно ей прослеживается Криворожско-Кременчугская зона глубинных разломов. На границе зон происходит изменение мощности земной коры и смещение поверхности Мохо на несколько километров.

В ДДВ, на территории между Орехово-Павлоградской и Криворожско-Кременчугской зонами разломов и в пределах зон разломов, расположены газовые месторождения, 21 из которых опробовано на ртуть (табл. 20). Интервал нефтегазоносности превышает 3000 м – от нижнего карбона до юры включительно. Содержание ртути в газах в разных горизонтах палеозоя изменяется в пределах  $(0,01-5,0) \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>. Наиболее высо-

Т а б л и ц а 20. Характеристика газовых месторождений Днепровско-Донецкой впадины

Тектоническая позиция	Глубинные разломы		Месторождение
	продольные	поперечные	
Криворожско-Кременчугская зона	Зона Северного разлома	Зона Криворожско-Комаричского разлома	Гадячское
	Зона Центрально-Донецкого разлома	Зона Верховецко-Львовского разлома	Ново-Троицкое Опошнянское Солоховское Бельское
	Зона Южного разлома		Зацепиловское Рыбальское Харьковецкое
Карловский блок	Зона Центрально-Донецкого разлома		Крестищенское
	Межразломная зона		Машевское
	Зона Южного разлома		Руденковское Перещепинское Пролетарское
Орехово-Павлоградская зона	Зона Центрально-Донецкого разлома	Зона Павлоградско-Харьковского разлома	Кегичевское
	Межразломная зона		Сосновское Ефремовское Шебелинское
Восточный блок (Северный Донбасс)	Зона Северного разлома		Вергунское Боровское Краснопоповское Спиваковское

Примечание. Здесь и в табл. 27–29 сведения о месторождениях приведены по справочнику [22].

кие содержания ртути обнаружены на месторождениях Опошня, Бельское, Гадяч и Солоховское. Они расположены в пределах Криворожско-Кременчугской зоны разломов в участках пересечения субмеридиональных и субширотных разломов, среди нижнекаменноугольных отложений. На удалении от этих участков содержание ртути в газах резко уменьшается, причем заметные изменения отмечаются в пределах одних и тех же горизонтов. В Орехово-Павлоградской зоне исследовались газы лишь из отложений верхнекаменноугольного–нижнепермского яруса нефтегазоносности. Содержания в них ртути не превышали  $0,6 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>. Важно указать, что при приближении к ртутной зоне Большого Донбасса не наблюдается заметного увеличения ртути в газах. Это свидетельствует

Характеристика продуктивных горизонтов		Состав газа, об.%			Содержание ртути, $10^{-6}$ г/м <sup>3</sup>
возраст	литологический состав	углеводороды	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> и редкие	
C <sub>1</sub>	Песчаники	95,5	2,99	1,5	1,5-66
То же	"	88,0-95,9	0,49-0,84	4,05-4,54	0,16
"	"	98,7-99,0	0,80-1,25	0,05-0,20	2-110
"	"	97,6-98,3	1,00-1,10	0,56-1,37	0,1-7
"	"				1,3-88
C <sub>1</sub> -C <sub>2</sub>	"	97,6-98,2	0,08-0,10	1,70-2,31	0,05
То же	"	96,4-98,1	0,17-1,20	0,01-3,10	0,05
C <sub>1</sub>	"	96,12	2,95	0,92	0,15
C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	"	97,2	-	1,70-4,80	0,15
То же	"	97,4-98,8	0,26-0,52	0,94-1,88	0,1
C <sub>1</sub>	"	99,0	0,6	0,3	0,1
C <sub>1</sub> -C <sub>2</sub>	"	97,5-98,1	0,06-0,41	1,40-2,67	0,1-0,16
То же	"	95,4-98,9	0,25-1,70	0,20-4,14	0,2
C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	Песчаники, ангидриты	97,9-98,2	0,12	1,68-1,92	0,09-0,12
То же	То же	97,6	0,65	1,77	0,1-0,12
"	"	96,8-97,1	0,49-0,57	1,97-2,68	0,4-0,6
"	"	97,9-98,1	0,09-0,10	1,50-1,54	0,01-0,1
C <sub>1</sub> -C <sub>2</sub>	Песчаники	89,2-95,8	0,13-0,76	2,37-10,13	0,01-0,09
То же	"	88,0-91,7	0,30-0,75	7,50-11,70	0,01-0,09
"	"	94,4	0,08	5,36	0,01-0,09
C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	Песчаники, ангидриты	97,9	0,07	2,05	0,05-0,1

об отсутствии латеральной миграции ртутоносных газов со стороны Донецкого бассейна.

В статье Л.М. Зорькина с соавторами<sup>1</sup> приведены некоторые данные о содержании ртути в газах ДДВ. Указание о более высоком содержании ртути в газе Шебелинского месторождения следует признать ошибочным, так как при отборе проб газа использовался, как установлено нами при совместных контрольных испытаниях с Г.А. Юриным, выполненных в 1971 г., загрязненный ртутью контейнер. От этой ртути очень трудно избавиться даже после многочасовой продувки контейнера газом под давле-

<sup>1</sup> Геология нефти и газа. 1974. № 10.

нием (Озерова и др., 1981 г.)<sup>1</sup>. В то же время приведенные в этой работе сведения о содержании ртути в газах Шебелинского месторождения, отобранных в барбатыры —  $(0,01-0,10) \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup> (наши данные) или в бутылки —  $(0,2-0,9) \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>, вполне согласуются с приведенными выше материалами по ДДВ.

Газовые месторождения Рязано-Саратовского прогиба расположены в зоне сочленения северного борта Прикаспийской синеклизы и рифейского Пачелмского авлакогена. Эта зона представляет собой сложно построенный участок, где пересекаются субширотные и диагональные разломы, принадлежащие названным структурным элементам, с субмеридиональным нарушением — одной из ветвей крупнейшей Транскавказской зоны дислокаций [107, 114]. Нефтегазоносность связана с отложениями верхнего девона, нижнего и среднего карбона. Месторождения приурочены к брахиантиклиналям, относящимся к системам Доно-Медведецких и Саратовских дислокаций, формировавшихся в киммерийский и альпийский этапы развития Русской плиты [108].

Район весьма интересен для исследования ртутоносности газов, поскольку здесь на многих нефтегазоносных и солянокупольных антиклинальных поднятиях отмечены находки киновари в шлихах (В.А. Тищенко, Л.П. Молчанова, 1970 г.); кроме того, в перекрывающих отложениях гриасового возраста установлены повышенные (до  $1 \cdot 10^{-3}\%$ ) содержания ртути [118]. Характер распределения ртути свидетельствует в пользу ее эпигенетичности.

Ртуть в углеводородных газах изучалась на отдельных площадях Саратовского Заволжья, расположенных в пределах Советского вала. Газовые залежи здесь приурочены в основном к верейскому горизонту среднего карбона. Для газов характерно повышенное содержание азота (от 4–7% на Первомайском месторождении до 15–30% на Сусловском и Фурмановском месторождениях) и наличие заметных количеств углекислоты и гелия (А.К. Карпов, В.Н. Раабен, 1978 г.; В.Г. Тихомирова, 1971 г.). Содержание ртути в газах изменяется от  $0,2 \cdot 10^{-6}$  до  $0,4 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>, а в одной из скважин установлена более высокая ее концентрация —  $6,5 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>.

В Приуралье ртуть определялась на Кокуйском нефтегазоносном месторождении, расположенном на северном погружении Башкирского свода, где газовая залежь приурочена к отложениям нижнего карбона. В двух пробах, взятых из этой залежи, определено соответственно 0,15 и  $0,4 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup> ртути.

Среднеевропейская платформа. Она выделена как платформа с каледонским и байкальским складчатым основанием [108] и расположена между древней Восточно-Европейской и эпигерцинской Западно-Европейской платформами. Значительная часть Среднеевропейской платформы, занимающей север Западной Европы, выделялась различными исследователями под названием Северо-Германской впадины, Польско-Германской впадины и т.д. Это область глубокого (до 10 км) погружения

<sup>1</sup> Природные газы Земли и их роль в формировании земной коры и месторождений полезных ископаемых. М.: Высш. шк., 1981.

складчатого фундамента шириной 150–200 км, протягивавшаяся вдоль северного фронта европейских герцинид от Свентокшійской возвышенности в Польше до нидерландских берегов Северного моря.

Восточную часть рассматриваемой зоны занимает Щецинско-Лодзинско-Меховская впадина и ограничивающая ее с северо-востока Среднепольская зона дислокаций. В западной части зоны расположены Северо-Германская впадина и Нижнесилезский прогиб. Большую роль в структуре впадин играет соляная и разломная тектоника. В западной части платформы хорошо прослеживаются зоны поперечных разломов, являющиеся продолжением Рейнской рифтовой системы; эти разломы отчетливо выражены линейными валами субмеридионального простирания, группирующимися в несколько зон. Разломный характер имеет и вся зона сочленения герцинской и каледонской складчатости, выраженная местами узкими прогибами. Современный структурный план платформы сформировался в результате мезо-кайнозойской тектонической активизации всего Западно-Европейского региона.

Разрез осадочного чехла Среднеевропейской платформы подразделяется на три комплекса: подсолевой (девон–нижняя пермь), солевой (верхняя пермь) и надсолевой (мезозой, кайнозой). В подсолевом комплексе выделяются красноцветные молассы девона–среднего карбона, угленосная толща верхнего карбона мощностью 3–4 км и комплекс вулканогенно-осадочных образований нижней перми (ротлигендес) мощностью 2–2,5 км. Отложения ротлигендеса, представленные в нижней части преимущественно эффузивами, а в верхней – красноцветными песчаниками и алевролитами, несогласно залегают на отложениях карбона, девона или на породах фундамента. Соленосный комплекс верхней перми (цехштейн) имеет мощность 4–5 км; с ним связаны проявления соляной тектоники. Надсолевые мезозойские и кайнозойские отложения также имеют большую мощность: соответственно до 4–5 и 1,5 км.

Залежи нефти и газа на территории Среднеевропейской платформы приурочены к отложениям всех комплексов, слагающих ее осадочный чехол, но основные (до 80%) запасы газа сосредоточены в отложениях ротлигендеса.

Пространственно ртутноносные газы Среднеевропейской платформы установлены на всем протяжении от Польши и Нидерландов (табл. 21). Особенно выделяются по содержанию ртути газы из отложений ротлигендеса в месторождениях ФРГ к востоку от Ганновера (фиг. 12). Это, во-первых, месторождения Вустров и другие, расположенные в зоне Гифорн-Любекского глубинного разлома; содержание в них ртути достигает 3 мг/м<sup>3</sup> [145]. Восточнее в этой же зоне находится месторождение Зальцведель-Пекецен (ГДР) также с заметно повышенными концентрациями ртути [130]<sup>1</sup>. Эти месторождения приурочены к исключительно проницаемому участку земной коры – узлу пересечения сразу трех глубинных разломов: Гифорн-Любекского, Гарделеген-Витенбергского ("линии Эльбы") и тектонической границы герцинид и каледонид, осложненной тектоническим блоком архейских пород. Здесь развиты в основном азотно-углево-

<sup>1</sup> Цифры в этой работе не приводятся, указывается лишь, что содержания ртути близки пределам ее насыщения.

Т а б л и ц а 21. Характеристика газовых и газонефтяных месторождений Среднеевропейской платформы

Тектоническая позиция	Глубинные разломы		Месторождение
	продольные	поперечные	
Польско-Германская впадина	Западное продолжение "линии Аллера"		Гронинген
		Разломы Южного продолжения Центрального грабена	Аннавен То же
	Разломы вала Помпецкого	Разломы Южного продолжения прогиба Хейде зоны Шлезвиг-Гольштейн	Далюм Рулермоор
			Гольденштедт Барриен Хенгстлаге Баренборстель Ленинген
"Линия Эльбы"	Гифорн-Любекский разлом	Месторождения к востоку от Ганновера (Вустров и др.) Зальцведель-Пекензен	
"Линия Аллера"	Бронштедт-Гамбургский трог	Тензе	
Предсудетская моноклиналь	Южный фланг линеймента Карпинского	Северное продолжение линии Брно-Тунис	Острв Велькопольски и др.

Примечание. Сведения о месторождениях приведены по [49, 119, 129–131, 142, 143].

дородные газы, где содержание азота достигает 50% и более; характерно также повышенное содержание гелия (Ф.Г. Гурари, 1975 г.). Восточнее, в пределах Среднеевропейской платформы, расположены ртутьсодержащие месторождения Острв Велькопольски (Польша), где ранее, по данным Дж. Глогочевского с соавторами [131], были известны содержания ртути в газах до  $9 \cdot 10^{-4}$  г/м<sup>3</sup>, а в результате недавних исследований Дж. Любача и др. [133] они приблизились к концентрациям (2 мг/м<sup>3</sup>), известным для месторождений ФРГ и ГДР. Позиция польских газовых месторождений близка вышеописанным; они находятся в участке пересечения системы разломов Среднеевропейской платформы с крупной поперечной структурой – линией Брно-Тунис.

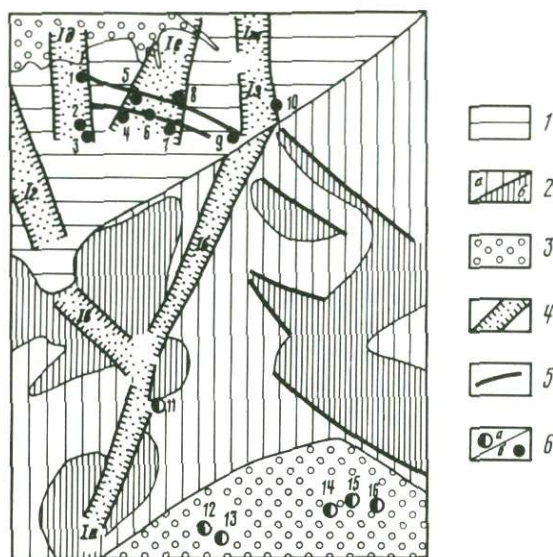
Высокие концентрации ртути в газах отмечаются практически во всем стратиграфическом диапазоне нефтегазоносности этого региона – от каменноугольных до меловых отложений. При этом в пределах одного стратиграфического горизонта концентрации ртути в газах разных месторождений

Характеристика продуктивных горизонтов		Состав газа, об. %			Содержание ртути, $10^{-6}$ г/м <sup>3</sup>	Литературный источник
возраст	литологический состав	углеводороды	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>		
P <sub>1</sub>	Песчаники, конгломераты, красноватые глины	85	0,9	14	180	[199]
C	Песчаники, аргиллиты	>75	—	<25	300	[142, 143]
T	Доломиты, известняки	>75	—	<25	200	Там же
K <sub>1</sub>	Песчаники	>75	—	<25	20	"
То же	"	>75	—	<25	15	"
C	"	>75	—	<25	340	"
T	"	>75	—	<25	30	"
То же	"	>75	—	<25	15	"
"	"	>75	—	<25	240–450	"
J	Терригенно-карбонатные породы	>75	—	<25	100	"
P <sub>1</sub>	Песчаники	46,65	0,54	52 81	1000–3000	"
То же	"	25–50	—	50–75	Предел насыщения	[130]
J	Терригенно-карбонатные породы	—	—	—	15	[142, 143]
P <sub>1</sub>	Песчаники	2–85	—	15–95	10–2000	[129, 131]

могут различаться на целый порядок. Вместе с тем отчетлива тенденция увеличения содержания ртути в газах с глубиной залегания газоносных горизонтов. Эта тенденция прослеживается как в пределах одного стратиграфического комплекса, так и по толще в целом [78].

*Туранская плита.* На территории молодой Туранской плиты исследования по ртутности углеводородных газов проводились вдоль северного борта Амударьинской впадины (месторождения Газли, Учкар, Тушкудук, Гугуртли, Ачак, Наип), а также в пределах Мангышлакской нефтегазоносной области (Узень, Жетыбай).

Газовые месторождения северного борта Амударьинской впадины приурочены к брахиантиклинальным поднятиям. Допалеозойский фундамент погружен на глубину 12–14 км. Палеозойские отложения представлены 4–5-километровой толщиной эффузивных, эффузивно-осадочных и осадочно-метаморфических образований, прорванных интрузиями. Выше залегает мощная (до 8–9 км) толща мезозойских отложений, которая подразде-

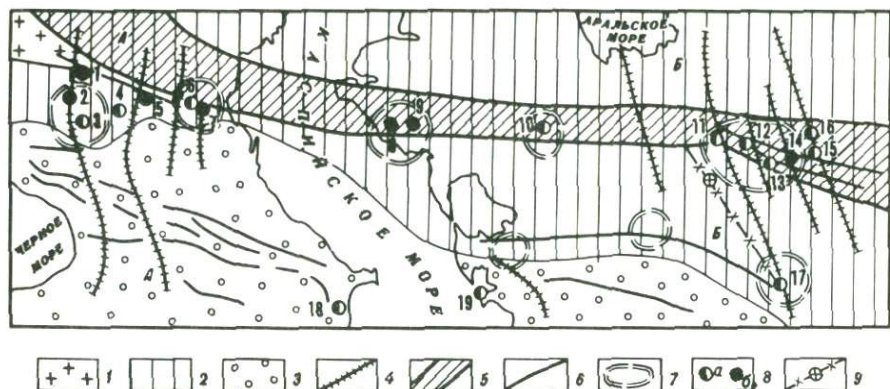


Фиг. 12. Схема размещения ртутносных газов на Среднеевропейской платформе

1-3 - складчатые области: 1 - каледонская - Среднеевропейская платформа (в пределах схемы соответствует линеаменту Карпинского), 2 - герцинская - Западно-Европейская платформа (а - недислоцированный осадочный чехол, б - выходы фундамента на поверхность), 3 - альпийская - Предальпийский краевой прогиб; 4 - поперечные линеаменты Рейско-Ливийского рифтового пояса: Ia - Верхнерейнский грабен, Ib - Гессенский грабен, Ic - Нижнерейнский грабен, Id - северное продолжение Нижнерейского грабена, Id - южное продолжение Центрального грабена и грабена Викинг, Ie - зона грабенообразных прогибов Шлезвиг-Гольштейн (западная ветвь), Iж и Iз - то же, восточные ветви (Iж - Брамшtedт-Кильский прогиб, Iз - Броншtedт-Гамбургский трог); 5 - крупные тектонические нарушения; 6 - газовые месторождения (а - с содержанием ртути в газе менее  $1 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>, б - более  $1 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>): 1 - Гронинген, 2 - Аннавен, 3 - Адорф-Дальюм, 4 - Ленинген, 5 - Хенгстлаге, 6 - Гольденшtedт, 7 - Баренборстель, 8 - Барриен, 9 - Тензе, 10 - Вустров, Зальцведель-Пекезен, 11 - месторождения долины Рейна (Эйх, Штокштатт и др.), 12 - Пфулендорф, 13 - Фронхофен, 14 - Изен, 15 - Штейнкирхен, 16 - Гендорф

ляется на три формации (снизу вверх): терригенную, терригенно-карбонатно-галогенную и терригенную красноцветную. Газовые залежи приурочены в основном к меловым и частично к верхнеюрским отложениям.

Месторождения северного борта Амударьинской впадины и месторождения Мангышлака располагаются в зоне продольных глубинных разломов, пересекающих Туранскую плиту с северо-запада на юго-восток (фиг. 13). В пределах Амударьинской впадины эта система представлена Каракумским, Бухарским и Амударьинским разломами, образующими Бухарскую и Чарджоускую тектонические ступени, разделенные Каракульской рифтовой структурой. Далее к северо-западу расположены Центрально-Устюртская и Мангышлакская зоны дислокаций. Последние граничат с системой продольных разломов Амударьинской впадины по поперечной тектонической зоне, принадлежащей Урало-Оманскому линеаменту. В пределах Туранской плиты она представлена серией глубинных разломов, простирающихся с севера на юг в направлении Аральское море-Бадхыз. На восточном фланге Туранскую плиту пересекает Джулсары-Тахтабазарский суб-



Фиг. 13. Схема размещения ртутьносных газов на Скифской и Туранской плитах и прилегающих к ним территориях

1-3 - складчатые области: 1 - докембрийская - Восточно-Европейская платформа, 2 - герцинская - Скифская и Туранская плиты, 3 - альпийская; 4 - поперечные глубинные разломы (А - зона Транскавказского поперечного поднятия, Б - зона Урало-Оманского линеймента); 5 - Сарматско-Туранский линеймент (линеймент Карпинского); 6 - крупные продольные разломы; 7 - гелиевые аномалии в пластовых водах; 8 - газовые месторождения (а - с содержанием ртути в газе менее  $1 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>, б - более  $1 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>): 1 - Тахта-Кугультинское, 2 - Северо-Ставропольское, 3 - Сингелеевское, 4 - Петровско-Благодарненское, 5 - Мирненское, 6 - Равнинное, 7 - Степное, 8 - Жетыбай, 9 - Узень, 10 - Шахпахты, 11 - Ачак, 12 - Наип, 13 - Гугуртли, 14 - Учкыр, 15 - Ташкудук, 16 - Газли, 17 - Шатлык, 18 - Дашкиль, 19 - Челекен; 9 - участок газопровода и место отбора пробы газа (Шатлык)

меридиональный линеймент, который хорошо дешифрируется на космических снимках. С поперечными нарушениями Джулсары-Тахтабазарского линеймента связаны эпицентры газлинских землетрясений.

В табл. 22 приведены результаты изучения ртутиносности газов Амударьинской впадины. Наиболее высокие содержания ртути в газе отмечались нами на месторождении Учкыр (до  $1,5 \cdot 10^{-6}$  г/см<sup>3</sup>). В.З. Фурсов [105] приводит для месторождений Газли и Учкыр несколько более высокие значения - до  $4,8 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>. В целом, по всем данным, месторождение Учкыр характеризуется более высокими концентрациями ртути, чем Газли. Это связано с особенностями его геологического положения (см. фиг. 13). Месторождение Учкыр находится в зоне сочленения Каракульской рифтовой структуры и Бухарского разлома, что обеспечило повышенную проницаемость земной коры в этом участке для подъема глубинных ртутьсодержащих флюидов. Положение Газлинского месторождения иное: оно находится в центральной части одноименного выступа, на удалении от Каракульской рифтовой зоны.

По-видимому, повышенными концентрациями ртути в газе, аналогичными таковым на месторождении Учкыр, характеризуются месторождения Ачак и Шатлык, расположенные в пределах зоны Урало-Оманского линеймента, в участках его пересечения с крупными продольными нарушениями. Газ из этих месторождений отбирался нами только из газопроводов, после низкотемпературной сепарации и осушения на расстоянии десятков (Ачак) и сотен километров (Шатлык) от промыслов. Очевидно, концентрации

Т а б л и ц а 22. Характеристика газовых и газоконденсатных месторождений Туранской плиты

Тектоническая позиция	Глубинные разломы		Месторождение
	продольные	поперечные	
Амударыинская впадина	Зона Бухарского разлома	Разлом восточного фланга Урало-Оманского линеймента	Учкыр Газли Ташкудук Гугуртли
	Зона Амударыинского разлома	Зона Урало-Оманского линеймента	Наип Ачак Шатлык
Зона Мангышлакско-Устюртских дислокаций	Зона Жетыбай-Узенского разлома	Зона Аграханско-Гурьевского разлома	Шахпахты Узень

\*Пробы газа, отобранные в 1973–1975 гг.  
 2\* То же в 1976 г.  
 3\* Пробы газа, отобранные из магистрального газопровода.

ртути в газе, отобранном из скважин этих месторождений, будут выше, чем в газопроводе  $(0,5 \cdot 10^{-6} \text{ г/м}^3)^1$ .

Для западной части Туранской плиты сведения по ртутоносности известны для месторождений Шахпахты, Узень и Жетыбай, расположенных в зоне Центрально-Устюртских дислокаций. На месторождении Шахпахты, по нашим данным, концентрация ртути в газах составляет  $(0,1-0,15) \cdot 10^{-6} \text{ г/м}^3$ ; В.З. Фурсов приводит значения  $(0,34-1,6) \cdot 10^{-6} \text{ г/м}^3$ . Он отмечает повышенные концентрации ртути также в газах месторождения Жетыбай на Мангышлаке —  $(1,0-1,5) \cdot 10^{-6} \text{ г/м}^3$  — и более низкие для месторождения Узень —  $(0,4-0,8) \cdot 10^{-6} \text{ г/м}^3$ ; по нашим данным, содержания ртути в последнем значительно выше и достигают  $1,2 \cdot 10^{-5} \text{ г/м}^3$ .

*Скифская плита.* Скифская плита занимает Равнинный Крым, Донбасс, Предкавказье и часть акваторий Черного, Азовского и Каспийского морей. Осадочный чехол плиты залегает на герцинском фундаменте и характеризуется широким развитием нефтегазоносности.

Ртутоносность углеводородных газов изучалась на газовых месторождениях Большого Донбасса (к востоку от Орехово-Павлоградской зоны),

<sup>1</sup> По данным Д. Морисона [137], после охлаждения воздухом до  $-12^\circ\text{C}$  большая часть ртути в газе месторождения Гронинген конденсируется с водой и углеводородами и извлекается вместе с конденсатом, содержание ртути при этом в газе снижается в 4,5 раза.

Характеристика продуктивных горизонтов		Состав газа, об. %			Содержание ртути, $10^{-6}$ г/м <sup>3</sup>
возраст	литологический состав	углеводороды	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	
K <sub>1</sub>	Песчаники, известняки, доломиты	83,8	0,63	4,45	0,1–1,5* 0,1–1,5 <sup>2</sup> *
То же	Песчаники	97,5–98,7	0,15–0,66	1,4–2,7	0,04–0,85* 0,03–0,82 <sup>2</sup> *
"	"	95,4	0,4	4,2	0,3
J <sub>3</sub> – K <sub>1</sub>	Песчаники, известняки	93,7–98,2	0,3–2,7	0,3–3,8	0,25 <sup>3</sup> *
То же	То же	96,5	1,3	2,2	0,25 <sup>3</sup> *
"	"	96,9–99,1	0,1–0,7	0,65–3,0	0,5 <sup>3</sup> *
K <sub>1</sub>	Песчаники	97,0	1,2	1,75	0,5 <sup>3</sup> *
J <sub>2</sub> – J <sub>3</sub>	"	88,4–89,5	0,95–1,62	9,55– 9,95	0,09–0,15
J <sub>2</sub> – K <sub>1</sub>	Песчаники, алевролиты	82,5–97,3	до 2,6	4,7–13,0	0,13–12,1

Ставропольского свода и смежных с ним территориях Предкавказья (табл. 23). Имеются сведения о наличии ртути в газовых проявлениях Дружковско-Константиновской антиклинали в Донбассе [35] и в Равнинном и Степном газовых месторождениях Терско-Кумской впадины (Зорькин и др., 1974 г.).

Газы с содержанием ртути более  $1 \cdot 10^6$  г/м<sup>3</sup> встречены в различных тектонических зонах Скифской плиты. В Донецком бассейне такие содержания отмечены в метановых струях из длительно газифицирующихся скважин на участке пересечения Центрально-Донецкого глубинного разлома с крупным поперечным нарушением [35].

Высокие концентрации ртути были установлены нами на Ставропольском своде и его восточном погружении – Арзгиро-Мирненской зоне. Ставропольский свод представляет собой приподнятый блок фундамента, ограниченный продольными и поперечными глубинными разломами и флексурами. Разрез осадочного чехла начинается с нижнего мела и венчается неогеном. Газовые залежи в пределах свода приурочены к терригенным отложениям олигоцена, а на его погружении – к породам нижнего мела. Состав газа преимущественно метановый. Из восьми опробованных месторождений в шести обнаружены высокие содержания ртути в газе (до  $7 \cdot 10^5$  г/м<sup>3</sup>). Они расположены в участках пересечения поперечных разломов, ограничивающих Ставропольский свод с запада и востока, и продольных разломов, принадлежащих либо непосредственно Маньчской системе

Т а б л и ц а 23. Характеристика газовых и газонефтяных месторождений Скифской плиты

Тектоническая позиция	Глубинные разломы		Месторождение
	продольные	поперечные	
Донбасс, Дружковско-Константиновская антиклиналь	Зона Центрально-Донецкого разлома	Кальмиус-Айдарская зона	Газопроявления на ртутных месторождениях
Ставропольский свод	Зоны разломов на южном фланге Маньчской системы дислокаций	Западная зона разломов, ограничивающая Ставропольский свод	Тахта-Кутультинское Северо-Ставропольское Сингелевское Петровско-Благодарненское
Арзгиро-Мирненская зона	Южный фланг Маньчской системы дислокаций	Восточная зона разломов, ограничивающая Ставропольский свод	Мирненское  Южноспасское Журавское Воробьевское
Терско-Кумская впадина	Маньчская система дислокаций	Зона поперечного разлома на восточном фланге Транскавказского поднятия	Степное Равнинное

\* Данные С.И. Кирикчицы и др. [35].  
<sup>2</sup> \* Анализ И.И. Степанова (Зорькин и др., 1974 г.).

дислокаций, либо ее южному флангу. Следует отметить увеличение содержания ртути в газах с глубиной залегания газоносных горизонтов; это детально прослежено на примере Мирненского месторождения.

Далее к востоку, там, где Маньчская система вновь пересекается поперечным нарушением (см. фиг. 13), находится месторождение Степное, относящееся к группе месторождений Терско-Кумской впадины. В газе этого месторождения отмечена повышенная концентрация ртути —  $2 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>.

*Кайнозойская складчатая система.* Месторождения природного газа молодых складчатых систем сосредоточены главным образом в пределах краевых прогибов, по которым происходит сочленение платформ со складчатыми сооружениями, и в крупных впадинах. В пределах Средиземноморского складчатого пояса ртутносность углеводородных газов изучалась нами в Предкарпатском краевом прогибе и Южно-Каспийской впадине. Известны данные о содержании ртути в углеводородных газах Предальпийского краевого прогиба [144]. Эти данные сведены в табл. 24.

В Предкарпатском краевом прогибе повышенные концентрации ртути в природных газах зафиксированы на нефтегазовом месторождении Битковское. На месторождении развиты отложения — от палеозоя до миоцена включительно. Нефтегазоносность связана в основном с отложениями

Характеристика продуктивных горизонтов		Состав газа, об. %			Содержание ртути, $10^{-6}$ г/м <sup>3</sup>
возраст	литологический состав	углеводороды	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> и редкие	
C <sub>3</sub>	Песчаники, алевролиты	45,0–94,5	0,10–2,40	3,70–48,80	0,26–9,12*
P <sub>3</sub>	Алевролиты	96,7–98,3	0,21–0,60	1,48–2,70	0,4–70,0
То же	Песчаники	93,5–94,4	0,60–0,85	4,80–7,20	0,4–20,0
"	"	96,6–98,9	0,10–0,61	1,00–2,80	Менее 0,7
P <sub>3</sub> – N <sub>1</sub>	Алевролиты	97,0–99,6	0,10–1,50	0,10–0,30	Менее 0,3
K <sub>1</sub>	Песчаники	~94,0	3,65–6,66	0,82–1,55	0,2–39,5
P <sub>3</sub>	Песчаники, алевролиты	~99,5	0,06–0,24	0,32–0,62	0,05–0,18
То же	Песчаники	} 93,79– 99,89	4,60	0,57	10,4–11,9
"	"		5,82	0,36	14,6
"	"		90,4–92,5	0,20–5,42	0,9–9,4
J <sub>2</sub>	"	92,5	6,24	1,21	0,8 <sup>2</sup> *
То же	"				

палеогена. В составе газа Битковского месторождения, помимо углеводородов, составляющих 98 об. % (из них 93–94% метана), отмечается азот (1,0–1,5%) и двуокись углерода (до 0,5%). В газах из различных продуктивных горизонтов содержание ртути составляет  $0,08–2,0 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>. Следует указать, что в нефтях этого месторождения также установлена повышенная концентрация ртути ( $1 \cdot 10^{-4}$ %). В опробованных Бориславском и Дашавском месторождениях повышенных концентраций ртути не обнаружено. Содержания ртути в газе этих месторождений соответственно равны  $0,08 \cdot 10^{-6}$  и  $(0,35–0,8) \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>. Оба месторождения расположены вблизи участков пересечения продольных надвиговых зон с поперечными разрывными нарушениями, но в отличие от Битковского месторождения находятся в центральной части Паннонско-Вольнского поперечного прогиба; Битковское же месторождение приурочено к крайнему разлому, ограничивающему прогиб.

Среди газонефтяных месторождений Южно-Каспийской впадины повышенные концентрации ртути ( $1–1,7 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>) отмечались в газонефтяных месторождениях Сангачалы и Локбатан (Азербайджан), залегающих среди неогеновых отложений. На п-ове Челекен содержание ртути в газах не превышает  $0,06 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>. В Предальпийском прогибе, по данным В. Тунн [144], оно составляет  $(0,01–0,03) \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>.

Т а б л и ц а 24. Характеристика газовых и нефтяных месторождений Средиземноморского складчатого пояса

Тектоническая позиция	Месторождение	Характеристика продуктивных горизонтов		Состав газа, об. %			Содержание ртути $10^{-6}$ г/м <sup>3</sup>
		возраст	литологический состав	углеводороды	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub> и редкие	
Предальпийский прогиб	Пфулендорф	T	Терригенные отложения		Нет данных		0,3*
		J <sub>1</sub>	То же		То же		< 0,1*
		То же	"		"		< 0,1*
		J <sub>2</sub>	"		"		< 0,1*
Предкарпатский прогиб	Битков Борислав Дашава	P <sub>2</sub> -N <sub>1</sub>	Песчаники	98,0	0,5	1,5	0,1-2,0
		То же	"				0,08
		N <sub>1</sub>	"	97,5-98,8	0,1-0,9	1,1-1,6	0,35-0,80
Азово-Кубанский прогиб	Анастасиевско-Троицкое	То же	Пески, песчаники, алевролиты	92,9-98,2	0,74-5,60	1,05-1,50	0,15
Терско-Каспийский прогиб	Октябрьское	"	Песчаники	99,4	0,6	-	0,20
Южно-Каспийская впадина	Челекен Дашкиль Сангачалы Локбатан Им. 26 бакинских комиссаров	N <sub>2</sub>	Пески, алевролиты,	99,0	0,5	0,5	0,07-0,60
		Q	Песчаники				< 0,3
		N <sub>2</sub>	То же	100,0			1,7-1,71
		То же	"				1,0
		"	"				0,58

\*Данные В. Тунна [145].

Т а б л и ц а 25. Содержание ртути в конденсатах пара и водах газовых и газонефтяных месторождений и проявлений СССР

Район	Месторождение	T, °C	Число проб	Содержание ртути, 10 <sup>-7</sup> г/л
<i>Газовые месторождения</i>				
Днепровско-Донецкая впадина	Шебелинское	58-72	2	1,3-4,3
	Боровское		2	2-3,3
	Краснопоповское		1	2
	Пролетарское		1	2
	Перещепинское		1	4,5
<i>Нефтяные месторождения</i>				
Предкавказье	Троицкое	58-76	2	4-5
	Октябрьское	60-69	2	1-2
Восточная Камчатка	Богачевское	Холодные	1	2
<i>Месторождения йод-бромных вод (законтуренные воды нефтяных месторождений)</i>				
Туркмения	Челекен	49-80	15	1-4
	Боя-Даг	51-61	6	1-6
	Котур-Тепе	Холодные-50	2	2-5
<i>Грязевые вулканы</i>				
Керченский полуостров		Холодные	1	5
Северо-Западный Кавказ	Шуго	"	1	5
Азербайджан	Дашкиль	"	1	4
	Алят	"	2	2-4
Туркмения	Восточный и Западный	"	2	3-4
	Порсугель			
<i>Нефтепроявление в вулcano-тектонической структуре</i>				
Камчатка	Кальдера Узон, участки Ната-1 и Ната-2	77-80	4	12-18

В пределах Тихоокеанской складчатой системы изучение ртутоносности углеводородных газов и нефти проводилось нами на территории Восточно-Камчатского прогиба (Богачевская нефтяная площадь и вулcano-тектоническая кальдера Узон). Повышенные содержания ртути в газе зафиксированы в кальдере Узон в естественных газовых проявлениях Центрального фумарольного поля; они составляют  $(1-25) \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup> [66]. Главным компонентом газа Центрального фумарольного поля является углекислота (73,3-98,8%), присутствуют также азот (0,1-25,0%), сероводород (5-25%), углеводороды (до 17%) и метан (до 10%). Здесь же в ряде пунктов были обнаружены проявления метано-нафто-ароматической нефти (Бескровный и др., 1971 г.). Содержание ртути в ней повышено и составляет  $4,8 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$ %. В скважинах Богачевской площади со-

держание ртути значительно меньше: в газах — порядка  $0,1 \cdot 10^6$  г/м<sup>3</sup>, в нефтях — до  $4 \cdot 10^6$ %.

Повышенные концентрации ртути присутствуют в газах, сопровождающих нефтяные месторождения округа Цимрик в Калифорнии [122]. В нефти содержание ртути здесь весьма высокое и составляет  $1,9 \cdot 10^4 - 2 \cdot 10^3$ %, а в трубопроводах при смешении газов этих месторождений с сероводородсодержащими газами, поступающими из других объектов, выпадает киноварь.

Заканчивая изложение фактического материала, для полноты картины приведем некоторые данные по опробованию на ртуть конденсатов пара и вод газовых и газонефтяных месторождений и проявлений (табл. 25). Несмотря на ограниченность этих данных, все же очевидно, что в случае заметно повышенных концентраций ртути в газе (нефтепроявление в вулканотектонической структуре Узон) содержание ртути в конденсате пара также повышено и достигает  $(1,2-1,8) \cdot 10^6$  г/л. Для нефтяного месторождения Цимрик известны еще более высокие содержания ртути в водах, составляющие  $(1-1,4) \cdot 10^4$  г/л [122], что находится в согласии с очень высокими содержаниями ртути в газах и нефтях этого региона.

### **Особенности размещения ртутоносных газонефтяных месторождений**

Из рассмотренного материала следует, что ртуть в углеводородных газах присутствует во всех крупных тектонических структурах: разновозрастных платформах (докембрийского, каледонского и герцинского возраста) и молодых складчатых сооружениях. Ртутоносные газы залегают в отложениях практически всех стратиграфических горизонтов палеозоя, мезозоя и кайнозоя, в которых встречаются залежи газа, при самом разнообразном литологическом составе пород-коллекторов.

Таким образом, не существует стратиграфического или литологического контроля в локализации газов с повышенной ртутоносностью даже в пределах одной нефтегазоносной области. Очевидно, причины появления ртути в углеводородных газах связаны с какими-то более общими процессами. Если таким процессом считать заимствование ртути из вмещающих осадочных толщ, как полагают некоторые авторы [29], то следует предполагать высокий региональный геохимический фон вмещающих пород для различных стратиграфических единиц фанерозоя. Однако такой вывод находится в противоречии с известными геохимическими данными [90]; повышенная ртутоносность пород фиксируется обычно лишь в связи с газогидротермальной деятельностью.

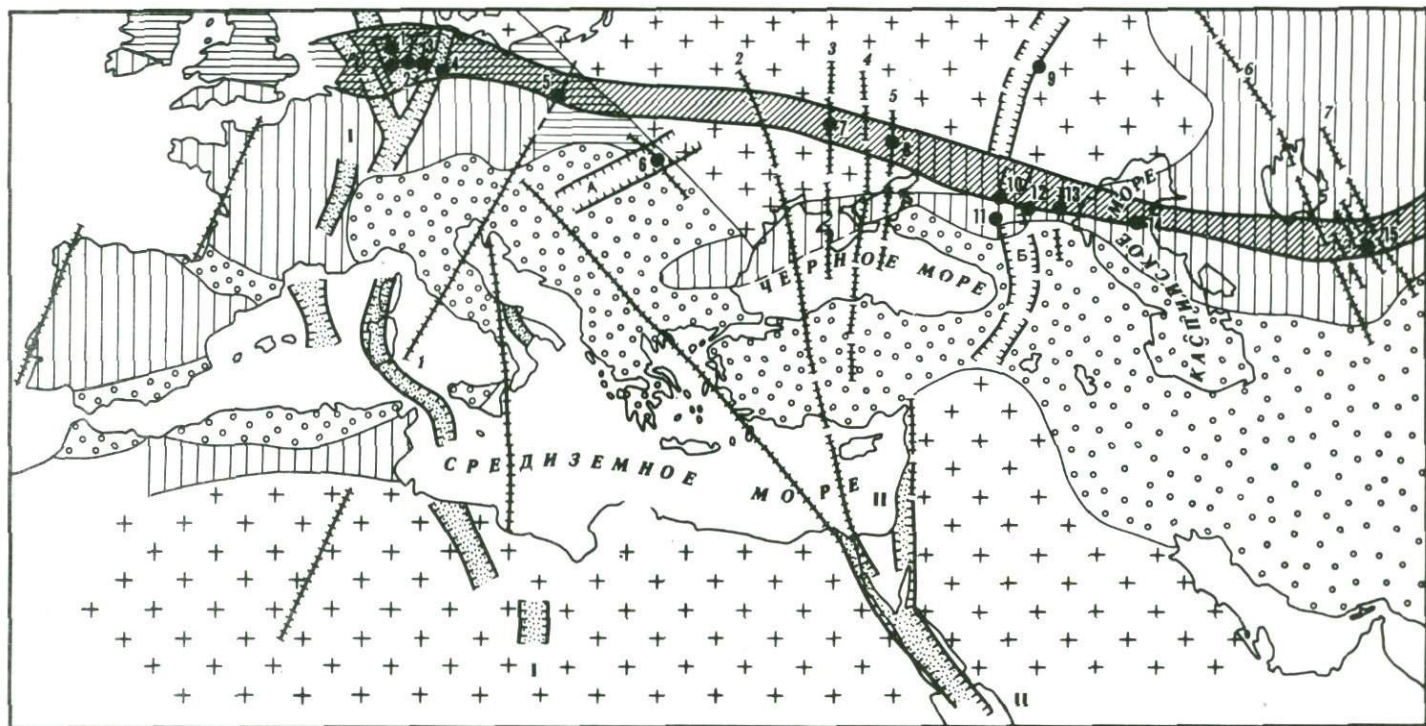
Особо отчетливо выявляются противоречия в гипотезе о заимствовании ртути из осадочных пород при рассмотрении материалов по месторождениям Западной Европы, которые, как следует из вышеприведенных материалов, характеризуются самой высокой ртутоносностью. Считают [29], что ртуть, как и углеводороды, имеет здесь своим источником угли верхнего карбона и высвобождается при термальном метаморфизме. Однако газовые месторождения этого региона, в разрезе которых известны угли верхнего карбона, далеко не всегда содержат повышенные содержания ртути. Так, природный газ на месторождении Верхнерейнской долины у Дармштадта

не содержит ртути, хотя, как указывал В. Тунн [145], некоторые геохимики полагали, что вследствие быстрого увеличения температуры с глубиной в этом районе ртуть должна возгоняться из глубоких горизонтов и накапливаться в газе. Далее гипотеза о заимствовании ртути из угленосных отложений предполагает наличие значительно повышенного регионального геохимического фона ртути в углях. Между тем известные данные по углям Нидерландов, ФРГ и ГДР не дают оснований для такого заключения.

Рассмотрение в целом всех известных материалов о распределении ртути в углях с учетом их металлогенической позиции позволяет прийти к следующим выводам. Фоновые содержания ртути в углях обычно низкие и составляют миллионные — первые сотысячные доли процента. При этом наблюдается четкая корреляция между концентрацией ртути и содержанием сульфидов железа, которые являются хорошими концентраторами ртути. Повышенные содержания ртути в углях фиксируются только в том случае, если они подвергаются воздействию гидротермальных растворов и газов, поскольку углистое вещество является прекрасным сорбентом ртути. Для примера сошлемся на данные по ртутной провинции Донбасса, где содержания ртути в углях повышены:  $n \cdot 10^{-4}$  —  $n \cdot 10^{-3}\%$ , достигая  $n \cdot 10^{-2}\%$ . Никакой корреляции содержаний ртути со степенью метаморфизма углей здесь не наблюдается. Эти два процесса — метаморфизм и рудообразование — разорваны во времени; метаморфизм имеет доверхнепермский возраст, а нижний возрастной предел ртутного оруденения оценивается как верхнепермский—нижнетриасовый. В то же время обращает на себя внимание четкое возрастание содержаний ртути в одних и тех же марках углей (в том числе в сильно метаморфизованных углях) по мере приближения к глубинной рудоконтролирующей структуре — Центрально-Донецкому (Осевому) разлому, а в более крупном масштабе — к отдельным тектоническим нарушениям [33], что является следствием развития здесь первичных ореолов рассеяния ртути в связи с гидротермальным ртутным рудообразованием. Поэтому обогащение ртутью пород, вмещающих ртутьсодержащие газовые залежи Западной Европы или перекрывающих их (данные исследователей ГДР, Глогочевского и др.)<sup>1</sup>, очевидно, следует рассматривать не как причину, а как следствие повышенной ртутьноности газов. Таким образом, известные в настоящее время данные не позволяют считать процесс заимствования ртути из пород осадочного чехла реальным процессом, обусловившим повышенную ртутьноность газов.

Другим возможным геологическим процессом, поставляющим ртуть в газовые месторождения, является постушение ртути из мантии Земли по зонам глубинных разломов. Рассмотрим с этих позиций существующие геологические и геохимические материалы. Месторождения Среднеевропейской эпикаледонской платформы, Днепровско-Донецкой впадины, Скифской плиты, Мангышлакской зоны дислокаций и Амударьинской впадины, где были установлены концентрации ртути, превышающие  $1 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>, приурочены к крупной, имеющей планетарный характер зоне нарушений земной коры, получившей название "Сарматско-Туранского линеймента" [4]

<sup>1</sup> Укажем здесь также данные З.А. Яночкиной [118] о повышенных содержаниях ртути в отложениях триаса, более молодых, чем отложения, вмещающие ртутьсодержащие газовые залежи Саратовского Заволжья.



или "линеамента Карпинского" [141]. Он представляет собой тектонически активную зону земной коры, протянувшуюся на тысячи километров параллельно альпийской складчатой системе, относительно неширокую (100–150 км шириной), пересекающую тела древней и молодых платформ и ограниченную глубинными разломами (фиг. 14). Параллельно краевым разломам внутри этой зоны нередко протягивается целая серия глубинных разломов. В систему линеамента Карпинского входят (с юго-востока на северо-запад): Бухарская и Чарджоуская ступени Амударьинской впадины, Мангышлакско-Устюртская и Манычская зоны дислокаций, Донецкий бассейн, Днепровско-Донецкая впадина, Припятский и Подлеско-Брестский прогибы. Дальнейшее продолжение этой системы на северо-запад прослеживается в пределах Щецинско-Лодзинско-Меховской и Северо-Германской впадины Среднеевропейской платформы [108]. Все структурные элементы, входящие в систему линеамента Карпинского, несмотря на разновозрастность слагающих их толщ, обнаруживают много сходного в геологическом строении и геологической истории. Им присущи многие характерные черты рифтогенеза: уменьшение мощности земной коры, глубокое погружение фундамента (более 5 тыс. км), галогенез и галокинез, высокая тектоническая активность, проявляющаяся на отдельных участках вплоть до новейшего времени, и повышенный тепловой поток. В пределах линеамента Карпинского сосредоточены многочисленные месторождения нефти и газа. Несомненно, что зона линеамента характеризуется повышенной проницаемостью земной коры по сравнению со смежными территориями с момента зарождения рифта до антропогена включительно.

Повышенная ртутоносность газов в системе линеамента Карпинского отмечается не повсеместно, а локально; она проявляется в зонах пересечения линеамента крупными поперечными нарушениями. Проследим эту закономерность по простиранию линеамента с запада на восток. Так, все ртутоносные месторождения Нидерландов, ФРГ и ГДР приурочены к зонам поперечных разломов, входящих в одну из крупнейших систем континентальных рифтов — Рейнско-Ливийский рифтовый пояс [43]. В пределах Европы часть этой рифтовой системы известна под названием зоны "Средиземное море — оз. Мьезе". Рейнско-Ливийский рифтовый пояс состоит из цепи грабенов — рифтовых зон, которые начинаются в



**Фиг. 14.** Региональная позиция проявлений ртутоносных газов Европы и Средней Азии

1–4 — складчатые области: 1 — докембрийская, 2 — каледонская, 3 — герцинская, 4 — альпийская; 5 — рифтовые пояса: I–I — Рейнско-Ливийский, II–II — Аравийско-Африканский (Милановский, 1976 г.); 6 — крупные зоны поперечных нарушений: А — Панноско-Вольнский прогиб (Чекунов, 1972 г.), Б — Транскавказское поперечное поднятие (Шатский, 1948 г.; Милановский, 1976 г.); 7 — поперечные (цифры в кружках) глубинные разломы (а — установленные, б — предполагаемые): 1 — линия Брно–Тунис (Хаин, 1977 г.), 2 — Одесский, 3 — Криворожско-Кременчугский, 4 — Орехово-Павлоградский (Чекунов, 1972 г.), 5 — Кальмиус-Айдарский, 6 — Урало-Оманский (Амурский, 1976 г.), 7 — Джулсары–Ихтабазар (Скарятин, Атанасян, 1976 г.; Бунэ и др., 1976 г.); 8 — линеament Карпинского; 9 — продольные глубинные нарушения; 10 — газовые месторождения и проявления с содержанием ртути в газе более  $1 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>: 1 — Гронинген, 2 — района Эмсланда, 3 — Южно-Ольденбургского и Нижнесаксонского районов, 4 — района Альтмарк, 5 — Оструп-Велькопольские, 6 — Битковское, 7 — Опoшня, Гадяч и др., 8 — Дружковско-Константиновской антиклинали, 9 — Саратовского района, 10 — Тахта-Кугультинское, 11 — Северо-Ставропольское, 12 — Мирненское, 13 — Степное, 14 — Узень, Жетыбай, 15 — Учкыг

Центральной Африке в районе оз. Чад и протягиваются в субмеридиональном направлении через Ливию, Средиземное море и долины рек Роны и Рейна в Западной Европе. Одним из наиболее активных участков этого пояса является Рейнская система грабенов, состоящая из Верхнерейнского, Нижнерейнского и Гессенского грабенов (см. фиг. 12). На северном продолжении Гессенского грабена находятся юрские грабены: Бронштедт-Гамбургский трог и к северу от него Брамштедт-Кильский прогиб зоны Шлезвиг-Гольштейн. Ртутьсодержащие газоносные площади Вустров и Зальцведель-Пекезен находятся в узлах пересечения тектонической границы герцинид и каледонид с поперечными разломами, обрамляющими Бронштедт-Гамбургский трог с востока и с запада. В зоне между поперечными нарушениями (являющимися непосредственным продолжением к северу разломов Гессенского и Нижнерейнского грабенов) известны еще две поперечные разломные зоны, четко оконтуривающиеся субмеридиональными цепочками соляных валов; эти зоны образуют грабенообразные прогибы, также относящиеся к Рейнской системе рифтов [43]. К восточной из этих зон приурочена группа ртутьсодержащих газовых месторождений Южно-Ольденбургского и Нижне-Саксонского районов ФРГ. К западной зоне приурочено месторождение Гронинген и группа месторождений Эмсланда (ФРГ).

Месторождения Предсудетской моноклинали (район г. Остров Велькопольски), в которых обнаружены ртутьсодержащие газы, расположены в участке пересечения южной тектонической границы линеамента Карпинского и поперечной структуры, являющейся северным продолжением линеамента, известного под названием "линии Брно-Тунис" [107].

Месторождения ДДВ – Опощнянское, Бельское, Гадячское и Солоховское, в которых установлены самые высокие для ДДВ содержания ртути, – расположены в узлах пересечения линеамента Карпинского с зонами поперечных разломов, ограничивающих Криворожско-Кременчугскую древнюю геосинклинальную зону [24]. Криворожско-Кременчугская зона представляет собой крупный линеамент, пересекающий ДДВ, Украинский и Воронежский кристаллические массивы. Она простирается параллельно аналогичным по строению Орехово-Павлоградской и Одесской зонам глубоких разломов, отделяющих Днепровско-Донецкую впадину, с одной стороны, от Донбасса, а с другой – от Припятского прогиба. Эти зоны разломов, глубоко уходящие в мантию, прослежены, по данным ГСЗ, на юг через тело Украинского кристаллического массива, Скифскую плиту и альпийскую систему Крыма; есть сведения, указывающие на продолжение этих разломов в Турцию [112]. Все три линеамента являются зонами мезокайнозойской активизации.

Среди месторождений Ставропольского свода наиболее высокие концентрации ртути (десятки микрограммов в кубическом метре газа) отмечены в местах пересечения продольных разломов альпийского простираения, расположенных на южном фланге системы Манычских дислокаций, ограничивающих с юга линеамент Карпинского, и субмеридиональных глубоких разломов, ограничивающих Ставропольское поднятие. Указанные выше субмеридиональные разломы и сама структура Ставропольского поднятия входят в систему Транскавказского поперечного поднятия, которая представляет собой северное продолжение Аравийско-Африканского

тектоно-магматического пояса [43]. Ставропольское поднятие рассматривается как область, активизированная в альпийское время.

Транскавказское поперечное поднятие, пересекая альпийские складчатые сооружения Кавказа и Скифскую плиту, прослеживается в пределах Восточно-Европейской платформы в виде системы тектонических нарушений вплоть до района г. Кирова [107, 114]. В пределах этой системы дислокаций на пересечении ее с субширотными разломами северного борта Прикаспийской синеклизы находится группа месторождений Саратовской области; в некоторых из них отмечены повышенные концентрации ртути.

Газовые месторождения с повышенной ртутоносностью в прикаспийской части линеамента Карпинского (Узень, Жетыбай и Степное) приурочены к участкам пересечения линеамента с поперечными разломами, связанными с формированием крупнейшей поперечной зоной нарушения (Каспийское море), по которой происходило активное прогибание в четвертичное время. С этой зоной связана целая серия глубинных поперечных разломов, разделяющих Туранскую и Скифскую молодые плиты. Например, один из них — Аграханско-Гурьевский — проходит непосредственно вблизи Мангышлака [108], где расположены месторождения Узень и Жетыбай.

Среди связанных с линеamentом Карпинского месторождений Амударьинской впадины наиболее высокой ртутоносностью газов отличается месторождение Учкыр, расположенное на пересечении продольного Бухарского разлома с поперечным нарушением, ограничивающим Газлинское поднятие. Это поперечное нарушение входит в систему разломов Джулсары—Тахтабазар, расположенную на восточном фланге Урало-Оманского линеамента. К структурам этого линеамента приурочено большинство газовых месторождений Туранской плиты, а непосредственно к пересечению его с линеamentом Карпинского — месторождение Ачак. В газе этого месторождения, отобранного из газопровода на расстоянии нескольких километров от промысла, было определено  $0,5 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup> ртути, что выше, чем в газе из газопроводов других месторождений (Гугуртли, Наип). Такая же концентрация ртути установлена в газопроводе месторождения Шатлык; газ отбирался в 400 км от промысла. Это месторождение также расположено в пределах Урало-Оманского линеамента.

Выше мы рассмотрели тектоническую позицию ртутьсодержащих газовых месторождений, связанных с крупнейшей планетарной структурой — линеamentом Карпинского. Однако повышенная ртутоносность природных газов наблюдалась и за пределами этого линеамента. Примером является нефтегазовое месторождение Битков в альпийской складчатой системе (Предкарпатский прогиб). Здесь установлены повышенные концентрации ртути как в природном газе, так и в нефтях. Битковское месторождение расположено на пересечении продольных разломов (по которым Карпатские скибы надвинуты на внутреннюю зону Предкарпатского прогиба) с поперечными нарушениями, представляющими собой звенья краевого разлома древнего Паннонско-Волынского поперечного прогиба.

В пределах Тихоокеанского складчатого пояса довольно значительное содержание ртути отмечалось нами в содержащих углеводороды газов вулcano-тектонической кальдеры Узон (Камчатка), расположенной на пересечении крупных глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простирания.

Наконец, следует упомянуть нефтяные месторождения округа Цимрик в Калифорнии с высокими концентрациями ртути в нефтях и газах. Месторождения расположены в зоне пересечения крупного глубинного субмеридионального разлома Сан-Андреас и субширотного Техасского линейамента. Техасский линейамент представляет собой зону глубинных нарушений шириной около 100 км, протянувшуюся с запада на восток через весь Северо-Американский континент [27]. Этот линейамент имеет древнее (с нижнего палеозоя) заложение и находится на продолжении сдвиговой зоны — разлома Меррей — на дне Тихого океана (Кинг, 1969 г.). По отношению к складчатой системе Кордильер Техасский линейамент — долгоживущее трансконтинентальное поперечное нарушение. Оба линейамента, и продольный по отношению к складчатой системе Кордильер разлом Сан-Андреас и поперечный к ней Техасский, представляют собой крупные рудоуплотняющие структуры.

Мы рассмотрели структурно-геологические особенности всех известных месторождений природного газа, где отмечались повышенные концентрации ртути, превышающие  $1 \cdot 10^{-6}$  г/м<sup>3</sup>. Из анализа приведенных данных следует, что общей чертой этих месторождений является их положение в зонах пересечения идущих параллельно молодым складчатым системам глубинных нарушений с поперечными к ним крупными планетарными линейаментами, представляющими собой зоны долгоживущих разломов древнего заложения с характерными чертами рифтогенеза. Продольные глубинные нарушения также нередко представляют собой трансконтинентальные линейаменты рифтогенной природы. Обе системы линейаментов, как правило, вытянуты на тысячи километров зоны нарушений, проявляющиеся в структуре осадочного чехла в виде грабенообразных прогибов или поднятий. Эти зоны окаймляются субпараллельными краевыми разломами, которые характеризуются резким перепадом глубин кристаллического фундамента и поверхности Мохо, современной тектонической активностью, выражающейся в новейших движениях, увеличении теплового потока в два раза и более по сравнению с окружающими регионами и проявлением гидротермальной, в том числе ртутной, минерализации и т. д. В более локальном плане месторождения ртутоносных газов находятся в большинстве случаев в узлах пересечения краевых разломов поперечных линейаментов с краевыми или внутренними разломами продольных линейаментов.

Необходимо подчеркнуть, что газовые месторождения, приуроченные только к одной системе нарушений, не отличаются высокой ртутоносностью. Таковы месторождения, расположенные в зонах глубинных поперечных разломов Верхнерейнского грабена вне продольных линейаментов. И только узлы пересечения продольных и поперечных линейаментов при активизации этих структур обеспечивают ту повышенную проницаемость, которая необходима для поступления ртути из глубоких недр Земли. Таково положение большинства рассмотренных выше ртутоносных месторождений Европейского континента, расположенных в участках пересечения линейамента Карпинского с северными ветвями Рейнско-Ливийского и Аравийско-Африканского линейаментов — двумя крупнейшими рифтовыми поясами Земли.

Следует особо сказать о глубине заложения таких структур. Они уходят корнями глубоко в мантию. Так, В.П. Порфирьев с соавторами [24], анали-

зируя геологическое строение платформенных областей Украины и Северной Африки, указывали, что рассмотренные выше поперечные линейменты достигают слоя Гутенберга, а амплитуда их возрастает с глубиной. Они возникли еще до фанерозоя или в самом его начале и проявлялись на протяжении длительной геологической истории, оказывая существенное влияние на строение и развитие поздних геосинклинальных систем. Системы продольных разломов линеймента Карпинского также пересекают всю земную кору, смещают границу Мохо и уходят своими корнями в верхнюю часть мантии на глубину не менее 200 км; возникновение этих глубинных разломов датируется, по геофизическим данным, верхним протерозоем.

Все вышеизложенное приводит нас к выводу, что ртутоносность природных газов обусловлена поступлением ртути из глубоких недр Земли по зонам глубинных разломов в периоды их активизации.

## **ИСТОЧНИКИ ГЛАВНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ РТУТНЫХ И РТУТНО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

В настоящем разделе основное внимание уделено двум элементам: ртути как главному рудообразующему элементу ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений и сере — ее осадителю в земной коре. Эти элементы рассмотрены неравнозначно. Материалы по геохимии ртути, позволившие оценить потенциальную рудоносность различных природных процессов, довольно детально обсуждены нами в печати и в этой связи здесь изложены в сжатом виде. Что же касается сере, то данную работу следует рассматривать как первую сводку данных по сере ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений основных ртутных поясов мира. Именно поэтому сера охарактеризована более детально, чем ртуть. В ограниченном масштабе рассмотрены другие рудные и петрогенные элементы, участвующие в рудообразовании. При характеристике ртути приведены краткие сведения о формах ее переноса.

### **РТУТЬ**

Вопрос об источниках ртути в ртутных месторождениях остро дискуссионен, и острота споров вокруг него все нарастает. Этот вопрос обсуждался в многочисленных работах как отечественных (А.А. Сауков, В.И. Смирнов, В.А. Кузнецов, Д.И. Щербаков, В.П. Федорчук, А.Д. Щеглов, Г.А. Твалчрелидзе, В.И. Скаржинский, В.Э. Поярков, А.А. Оболенский, В.И. Бергер, Н.А. Никифоров, П.В. Бабкин, Е.А. Радкевич, В.Т. Сургай, И.Л. Никольский, Б.С. Панов, Н.В. Бутурлинов, В.В. Науменко, З.Я. Церцвадзе, Н.Г. Демидова, Г.А. Терехова, З.В. Сидоренко, П.Ф. Иванкин, И.С. Туркин, Я.М. Грицюк, Н.И. Уразлин, В.С. Токовенко и др.), так и зарубежных ученых (Э. Бейли, Д. Уайт, К. Краускопф, А. Моисеев, Р. Хелль, А. Маухер, И. Млакар, Ф. Соле, П. Бойге, Г. Дессау, Ф. Кальво, Дж. Гилемани, Г. Салазар, З. Баогуи, Л. Вейн, Х. Йонгфенд и др.).

На первых этапах господствовала ювенильно-магматическая гипотеза происхождения ртути, предполагавшая связь ртутного оруденения с магматическими очагами разного состава: ультраосновного, основного, гранитоидного, а также с их щелочными дериватами. В тех случаях, когда в районах развития ртутной минерализации отсутствовали проявления магматизма, ртутные месторождения относили и до сих пор относят к группе телетермальных. Применительно к испанским месторождениям высказывается даже идея о ртутной рудной магме [127, 129]. В последние два десятилетия, кроме того, развиваются осадочная, вулканогенно-осадочная и осадочно-метаморфогенная гипотезы источников ртути ртутных месторождений, которые не объясняют главных особенностей ртутного оруденения — закономерностей размещения ртутных месторождений в планетарных ртутных поясах. Наиболее удовлетворительное объяснение закономерностей размещения основных ртутных концентраций в земной коре, приуроченных к планетарным ртутным поясам, возможно, на наш взгляд, с позиций представления о мантийном источнике ртути. Однако в рамках этого представления одни исследователи связывают ртутное оруденение генетически или парагенетически с проявлениями глубинного щелочно-базальтоидного магматизма (В.А. Кузнецов, А.А. Оболенский, В.П. Федорчук и т. д.), другие — считают, что ртуть амагматична и поступает из глубин Земли в процессе дегазации мантии в том смысле, как ее понимал А.П. Виноградов (Vinogradov, 1969 г.). Идея о ртутной дегазации мантии Земли принадлежит В.Э. Пояркову [87], однако она не подкреплялась достаточным объемом геохимических материалов и в основном базировалась на тех отрывочных геохимических данных, которые в то время мы могли предоставить ее автору. Впоследствии нам удалось собрать достаточно фактического материала, который, как нам кажется, убедительно свидетельствует о реальности такого процесса и его рудогенерирующем значении. Применительно к различным регионам идея о ртутной дегазации впоследствии развивалась В.И. Скаржинским, И.Л. Никольским, Н.В. Бутурлиновым, З.Я. Церцвадзе и др.

Все рассмотренные гипотезы об источниках ртути ртутных месторождений базируются в основном на геологических и минералогических данных. Мы рассмотрим этот вопрос с геохимических позиций, конечно, с учетом известных геологических данных. Нет необходимости детально останавливаться на поведении ртути в различных природных процессах: результаты наших исследований по этой проблеме в значительной мере суммированы в специальной монографии [90]. Приведем лишь основные сведения, позволяющие оценить интенсивность миграции и концентрации ртути в различных природных процессах. Предварительно укажем, что величина кларка ртути в земной коре была нами понижена по сравнению с оценками прошлых лет: А.А. Сауков [89], впервые рассчитавший кларк ртути, указывал величину  $7,7 \cdot 10^{-6}\%$ ; по данным Дж. Грина (Green, 1959 г.), он равен  $6 \cdot 10^{-6}\%$ , а по данным А.П. Виноградова (1962 г.) —  $8,3 \cdot 10^{-6}\%$ . Мы оцениваем его в  $4,5 \cdot 10^{-6}\%$  [90]. Эта цифра в отличие от предыдущих оценок рассчитана с учетом базальтовых пород океанических впадин. Близкое значение ( $5 \cdot 10^{-6}\%$ ) приведено И.К. Джонассоном и Р.В. Бойлем (Jonasson, Boyle, 1971 г.), Г. Маровский и К.Х. Ведеполь (Marowsky, Wedepohl, 1971 г.) приводят еще более низкую величину —  $3 \cdot 10^{-6}\%$ .

Поведение ртути в процессах современного осадкообразования изучено на примере океанических и морских бассейнов. В связи с тем что среди осадочных пород на Земле наиболее распространенными являются породы морского происхождения, более детально с точки зрения ртутоносности исследован процесс морской седиментации. Заметное обогащение ртутью ( $n \cdot 10^{-5}\%$ ) наблюдается в осадках Черного моря, что значительно превышает ее содержание в осадках Каспийского и Охотского морей и по крайней мере на порядок выше кларка ртути в земной коре. Причина повышенных содержаний ртути в осадках Черного моря заключается, во-первых, в положении морской впадины в структурах Средиземноморского альпийского ртутного пояса с проявлениями новейшей активизации и, во-вторых, в значительном сероводородном зарождении вод этого бассейна, способствующем высаживанию ртути совместно с сульфидами железа. Среди океанических образований повышенными концентрациями ртути отличаются красные глины (среднее содержание в них для Атлантического океана, по нашим данным, составляет  $1 \cdot 10^{-4}\%$ ) и марганцевые конкреции (тот же порядок содержаний). Обогащение красных глин и марганцевых океанических конкреций малыми элементами некоторые исследователи связывают с подводной вулканической деятельностью. Нельзя, кроме того, пренебрегать благоприятными факторами собственно осадочного литогенеза в океанических бассейнах. К ним относятся: малая скорость осадконакопления, громадные размеры океанов и соответственно хорошая сортировка материала. Благодаря этому тонкие глинистые частицы, проходя многокилометровую толщу воды, сорбировали значительные количества ртути. Обогащению глин ртутью способствовал малый объем осадков. Сорбция ртути в дальнейшем продолжалась в иле, возможно, при участии вулканогенного материала. В некоторых участках океанов роль вулканических эманаций в накоплении ртути была определяющей. В этом отношении заслуживают внимания данные Р. Харриса (Harris, 1968 г.) о различии содержаний ртути в океанических марганцевых конкрециях в зависимости от интенсивности проявления вулканической деятельности в районе их образования. Резюмируя известный материал по ртутоносности современных океанических осадков (собственный и литературный), мы полагаем, что определяющим в появлении повышенных концентраций в них ртути является флюидный подток ртути из глубин Земли, что далеко не всегда сопряжено с вулканическими процессами.

В поверхностном слое осадков современных морей и океанов ртуть обогащает глинистую фракцию, где она сорбируется глинистыми частицами и соосаждается с сульфидами железа. Уже при процессах раннего диагенеза, еще в рыхлом осадке, происходит ее перераспределение, отчетливо фиксируемое по колонкам дольных отложений. Связь ртути с глинистой фракцией постепенно утрачивается, а более поздние процессы диагенеза и эпигенеза приводят к дальнейшему ее перераспределению, при этом происходит накопление ртути в сульфидных, марганцевых и баритовых конкрециях.

Литифицированные осадочные породы (песчанистые, глинистые и карбонатные) в отличие от современных осадков уже не различаются заметным образом по содержанию ртути. Главным фактором, регулирующим уровень содержаний ртути в этих породах, является регионально-тектони-

ческий фактор; только в линейных подвижных структурах отмечаются участки с повышенными содержаниями ртути, примерно в 2 раза превышающими уровень ее содержания —  $(3-4) \cdot 10^{-6}\%$  — в платформенных структурах. В большинстве случаев появление таких содержаний хорошо объясняется влиянием наложенных газо-гидротермальных процессов (Южно-Ферганская, Восточно-Камчатская провинции и др.). При обсуждении вопроса об источниках ртути особо важным представляется подчеркнуть соответствие содержания ртути в глинистых породах таковым в песчаных и карбонатных породах в условиях как нормально-осадочного, так и вулканогенно-осадочного литогенеза, поскольку все построения сторонников осадочной или осадочно-метаморфогенной гипотез источника ртути в ртутных месторождениях обычно основывались на существовавшей ранее завышенной цифре кларка ртути в глинистых породах ( $1,6$  и  $4,5 \cdot 10^{-5}\%$ ). Не выделяются заметным образом по содержаниям ртути и черносланцевые отложения, которые имеют важное значение в накоплении других металлов. Изучение этих пород в пределах Южно-Ферганской провинции показало, что повышенные концентрации ртути появляются в них только тогда, когда они находятся в пределах или в сфере влияния зон глубинных разломов, контролируемых в региональном плане и размещение ртутного оруденения. В образованиях собственно осадочного литогенеза накопление ртути установлено нами в сульфидах, реже в окисных марганцевых и железных рудах и бокситах. Известные повышенные концентрации ртути в углях четко обусловлены наложением ртутных аномалий в связи с гидротермальными процессами, формирующими ртутное оруденение. Это было показано нами на примере Никитовского рудного поля [57], а впоследствии М.А. Карасиком, А.Г. Дворниковым [33] и С.И. Кирикилией для всего угольного бассейна Донбасса. Формирование киноварной минерализации осадочного генезиса не установлено.

Таким образом, в процессах осадкообразования и литификации наиболее важным звеном в отношении высвобождения ртути является процесс диагенеза и раннего эпигенеза осадков, особенно сформировавшихся в специфических морских бассейнах с сероводородным заражением типа черноморских. Не исключено, что в этом, возможно, заключается тот резерв ртути, который может переотлагаться и в некоторых случаях служить источником ртути в гидротермальных растворах; возможности же и условия реализации этого процесса совершенно не ясны.

Имеющиеся данные о поведении ртути в глинистых, песчаных и карбонатных породах при прогрессивном метаморфизме не дают основания допускать значительную миграцию ртути в этом процессе. Ниже приведены данные о поведении ртути вначале в процессах регионального, а затем локального метаморфизма. Породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций Эскола в КМА и Кривом Роге не различаются заметно по содержанию ртути [2, 90]. Геохимический фон для пород, образовавшихся по осадкам различного исходного состава — глинистым, песчаным, карбонатным и кремнистым — соответственно составляет  $(3,4; 3,3; 2,0$  и  $3,4) \cdot 10^{-6}\%$ . Не установлено также четкой разницы в содержаниях ртути для пород одного и того же исходного состава, но соответствующих по температуре разным ступеням метаморфизма. Так, в тальк-биотит-кварцевых, биотит-кварцевых и биотит-кварцевых с гранатом сланцах, образо-

вавшихся по глинистому субстрату, содержания ртути очень близки и соответственно равны (2,9; 3,8 и 3,5) · 10<sup>-6</sup>%. Отсутствие заметного высвобождения ртути при метаморфизме осадочных пород до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций показано также на примере Приполярного Урала и Памира (Комова, Комов, 1972 г.).

О поведении ртути при более высокотемпературном метаморфизме можно судить по ее содержаниям в эклогитах, образовавшихся за счет базальтоидов и габброидов и залегающих среди докембрийских метаморфических пород амфиболитовой и глаукофановой фаций [75]. Так, в эклогитах Кокчетавского массива (вмещающие породы метаморфизованы в амфиболитовой фации) среднее содержание ртути составляет 2,0 · 10<sup>-6</sup>% (табл. 26). Близкое к этой величине содержание ртути (1,8 · 10<sup>-6</sup>%) отмечается в эклогитах дер. Шубино (Южный Урал), залегающих среди пород фации глаукофановых сланцев. Поскольку состав эклогитов этих двух регионов отвечает породам основного ряда, очевидно, правомочно сравнить содержания ртути в эклогитах Южного Урала и Казахстана и в соответствующих по возрасту базальтах докембрия; последние содержат (1,2–3,3) · 10<sup>-6</sup>% ртути. Близость содержаний ртути в эклогитах таковым в неметаморфизованных породах основного ряда указывает на отсутствие существенного обеднения пород ртутью под влиянием регионального метаморфизма амфиболитовой и глаукофановой фаций.

Что же касается поведения ртути при ультраметаморфизме, то об этом можно судить по ее содержаниям в архейских породах, рассматривая их как продукты ультраметаморфизма осадочных пород. Такого взгляда на архейские породы вслед за В.И. Вернадским придерживаются многие исследователи. В архейских породах КМА и Кривого Рога — плагиогранито-гнейсах, биотитовых гранито-гнейсах и катаклазированных гранитах — содержание ртути изменяется от 2 · 10<sup>-6</sup> до 6 · 10<sup>-6</sup>% (в среднем 4 · 10<sup>-6</sup>%) и повышается до 1,3 · 10<sup>-5</sup>% в раздробленных кварцевых конгломератах с пиритом. Аналогичные содержания отмечаются в докембрийских породах Тульской, Липецкой и Горьковской областей. Близкие значения ртути установлены в гранитоидах Енисейского кряжа — гранито-гнейсах и гранитах, где средневзвешенное содержание ртути составляет 3,9 · 10<sup>-6</sup>% (Головня, Волобуев, 1970 г.). Учитывая все эти данные, можно полагать, что при высоких ступенях регионального метаморфизма пород не происходит заметного высвобождения ртути.

Процессы локального динамотермального метаморфизма наиболее детально изучены для Иртышской зоны смятия Алтая С.В. Головня и Б.Ф. Зленко [30]. Здесь девонские песчано-глинистые породы в зависимости от степени метаморфизма превращены в филлиты, серицит-хлоритовые, серицит-хлорит-биотитовые сланцы, двуслюдяные сланцы с гранатом, ставролитовые и кианитовые кристаллические сланцы. Геохимический фон ртути в различных типах сланцев практически одинаков и составляет (1,7–2,7) · 10<sup>-6</sup>%. Некоторое увеличение содержания ртути в мигматизированных силлиманитовых кристаллических сланцах до 7,5 · 10<sup>-6</sup>% предположительно связывается с проявлением процесса щелочного метасоматоза.

Резюмируя, подчеркнем следующее. Процесс прогрессивного метаморфизма как осадочных (песчаных, глинистых и карбонатных), так и

Т а б л и ц а 26. Основные параметры распределения ртути в эклогитах и ассоциирующих с ними породах

Породы	Место отбора проб	Число проб	$\bar{x}$ , $10^{-6}$ %	s	r, $10^{-6}$ %
Эклогиты	Дер. Шубино (Южный Урал)	59	1,8	2,1	0,3–10
	Кокчетавский массив (Казахстан)	10	2,0	1,7	0,5–6
	Сальные Тундры (Кольский полуостров)	30	<0,3		<0,3–1
Ультраосновные (шпинелевые перидотиты, гранатовые пироксениты, пироксениты)	То же	13	<0,3		
Кристаллические сланцы основного состава (диопсид-гранат-плагноклазовые, гиперстен-гранат-плагноклазовые, двупироксен-плагноклазовые)	"	19	4,7	4,4	0,7–17
Эклогиты	Кимберлитовые трубки Сибири	23	2,7		0,7–10
Ультраосновные (оливиниты, пироповые перидотиты, пироп-оливиновые породы)	То же	6	2,2		1–3,2
Кимберлиты	"	37	1,8		0,8–8
Эклогиты	Кимберлитовые трубки Южной Африки	1	2,0		
Ультраосновные (гарцбургиты, лерцолиты)	То же	3	1,7		1–2
Эклогиты	"	1	64*		
Ультраосновная (гранатовый перидотит)	"	1	78*		
Кимберлиты	"	1	20*		
Эклогиты	Кимберлитовые трубки Австралии	1	148*		
Ультраосновная (пироксеновый гранулит)	То же	1	123*		

\*По W.D. Ehmman, J.F. Lovering (1967 г.).

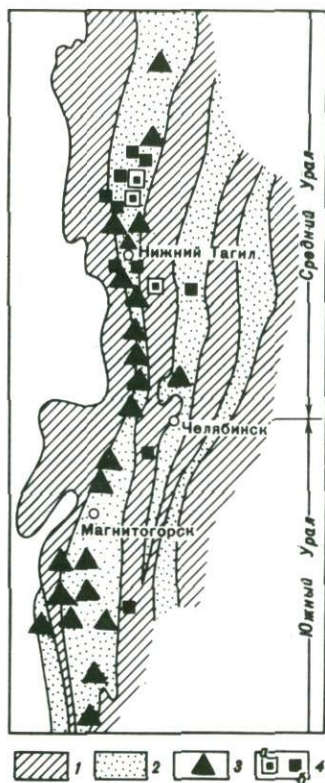
П р и м е ч а н и е. Здесь и в табл. 27–29:  $\bar{x}$  – среднеарифметическое содержание ртути, s – стандартное отклонение, r – размах крайних значений содержаний.

магматических пород не приводит к заметному обеднению их ртутью. Происходит лишь ее перераспределение и изменение прочности связи в породообразующих минералах при сохранении валового содержания. Если в слабо метаморфизованных породах ртуть удерживается, по-видимому, лишь абсорбционными связями и основная ее часть возгоняется при

сравнительно низких температурах, то из сильно измененных пород ее можно удалить лишь при более высоких температурах. Соответственно величина коэффициента, предложенного С. Йовановичем и Г. Ридом (Jovanovic, Reed, 1968 г.), — отношение ртути, выделившейся до 450°С, к ее количеству, отогнанному при более высоких температурах, — уменьшается с увеличением степени метаморфизма пород.

Некоторое значение в отношении высвобождения ртути, вероятно, может иметь метаморфизм некоторых окисных марганцевых и железных руд, бокситов, продуктов кор выветривания и других образований, которые иногда обогащены ртутью, однако масштаб этого явления, по-видимому, ограничен. С точки зрения выявления метаморфогенного источника ртути в ее месторождениях в первую очередь заслуживают внимания данные по метаморфизму наиболее обогащенных ртутью образований, имеющих к тому же достаточно широкое распространение. Таким условиям удовлетворяют колчеданные руды Уральской провинции. Они являлись хорошими концентраторами ртути в процессе их образования (содержания в них ртути превышали не менее чем на 1–2 порядка известные ее концентрации в других образованиях, где отмечается накопление ртути), имеют региональное распространение и образуют ряд в разной степени метаморфизованных месторождений в пределах одной провинции. Выше было показано, что термальный метаморфизм колчеданных месторождений приводит к уменьшению содержаний ртути в рудах, ее отгонке, причем заметное изменение содержаний ртути начинается с зеленосланцевой фации метаморфизма и наиболее контрастно проявляется для месторождений, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. При таком рассмотрении важно не просто зафиксировать отгонку ртути, а оценить масштаб явления и возможность последующей ее концентрации в виде месторождений. Для обсуждения дальнейшей судьбы отогнанной ртути из колчеданных месторождений Урала следует учесть известные материалы по киноварной минерализации этой провинции. Отметим следующие три особенности коренного ртутного оруденения в этом регионе: 1) расположение преимущественно в зеленосланцевой полосе, где сосредоточена подавляющая часть известных колчеданных месторождений; 2) отчетливое тяготение всех известных ртутных месторождений (Аятского, Елkinsкого, Глубоковского) и большинства рудопоявлений к Среднему Уралу, где колчеданные месторождения метаморфизованы до зеленосланцевой фации метаморфизма (фиг. 15); 3) весьма незначительные масштабы проявленного здесь киноварного оруденения.

Учитывая герцинский возраст метаморфизма и герцинский же возраст ртутного оруденения на Урале, можно полагать, что отогнанная из колчеданов ртуть участвовала в ртутном рудообразовании. Судя по масштабам ртутных месторождений, для этого было бы достаточно даже десятой доли всей ртути, освобожденной при метаморфизме колчеданных руд. Подсчеты показали, что оставшая часть ртути, после того как она рассеялась во вмещающих породах, заметно не повлияла на валовое содержание в них этого элемента. Таким образом, полученные материалы позволяют полагать участие метаморфогенной ртути в образовании ртутных месторождений и проявлений Среднего Урала; особо подчеркнем, что эти концентрации весьма незначительны по масштабам.



Фиг. 15. Схема размещения колчеданных месторождений и ртутных рудопроявлений в геосинклинальных вулканогенных поясах Урала

1 — поднятия; 2 — прогибы; 3 — колчеданные месторождения; 4 — ртутные объекты (а — месторождения, б — коренные проявления ртутной минерализации)

Подытоживая вышеизложенное, отметим, что литогенез и метаморфизм не могут рассматриваться в качестве главных процессов, поставляющих ртуть для формирования ртутных месторождений.

Ртутоносность магматических пород изучалась нами на примере различных типов изверженных пород: базитов, ультрабазитов, гранитоидов и щелочных пород, генетически связанных с основными и кислыми породами, и вулканических серий, а среди последних особенно детально — образовавшихся в результате современных извержений. Содержания в них ртути находятся обычно в пределах  $n \cdot 10^{-6}$ , реже до  $1 \cdot 10^{-5}\%$ . При этом не установлено каких-либо петрографических разностей пород с заметной ртутной специализацией. Известные случаи обогащения ртутью малых интрузий и даек различного состава в пределах ртутных провинций

хорошо объясняются структурным фактором — общими путями миграции магматических расплавов и более поздних по отношению к ним ртутьсодержащих эманаций. Главным фактором, определяющим уровень концентрации ртути в магматических породах, является их регионально-тектоническое положение: приуроченность к кратонам или линейным подвижным структурам глубокого заложения. Ниже это будет детально показано на примере базальтоидов. Что же касается рядов генетически связанных между собой пород — дифференциатов одного магматического очага, то они существенно не различаются между собой по содержанию ртути. Это установлено на примере андезитов-базальтовых серий Курило-Камчатской вулканической зоны, ультраосновных и основных пород Балтийского щита, гранитоидов Гиссарского плутона в Таджикистане, а также щелочных пород — производных основных и кислых магм (Балтийский щит, Южно-Ферганская провинция и т.д.).

В то же время ртуть проявляет широкие генетические связи с самыми разными по составу типами магм, в различной степени обогащая рудные месторождения — производные этих магм. Она выделяется в виде ртутной или ртутьсодержащей минерализации на поздних стадиях рудного процесса в постмагматических месторождениях различных генетических типов, включая грейзеновые, скарновые, и формирует протяженные ореолы рассеяния вокруг этих месторождений. Появление киновари, ртутьсодержащих блеклых руд, сфалерита, золота и других минералов в поздние

стадии формирования полиметаллического, золотого, серебряного, колчеданного и касситерит-сульфидного оруденения — широко известный факт. Нами это прослежено по концентрациям ртути в рудах и минералах постмагматических месторождений различного вещественного состава. Отметим также, что повышенной ртутоносностью характеризуются поздние стадии и магматических сульфидных месторождений. Так, в медно-никелевых месторождениях Сибири содержание ртути в платиноносных рудах, венчающих процесс рудообразования, увеличивается в 100 раз по сравнению с халькопирит-пентландитовыми рудами, а в медно-никелевых месторождениях Бушвельдского комплекса повышенная ртутоносность поздней стадии реализовалась в образовании собственных ртутных минералов — интерметаллидов палладия (Kingston, 1966 г.). Таким образом, ртуть постоянно сопровождает рудные месторождения, генетически связанные с различными по составу магмами.

Что же касается кинварных месторождений, принадлежащих ртутным поясам — главным концентраторам ртути на Земле (а это главный предмет настоящего рассмотрения), то на основании региональных геологических закономерностей размещения этих месторождений показано, что ртутное оруденение имеет своим источником верхнюю мантию. Чаще всего предлагалась его генетическая или парагенетическая связь с различными типами базальтоидов или их дериватами. В этой связи нами была детально изучена ртутоносность различных глубинных пород, особенно базальтоидов и ультрабазитов из различных геотектонических провинций [58]. Поскольку этот материал важен для суждения о наличии или об отсутствии связи ртути с базальтоидными магмами и происхождении ртути из глубин Земли, остановимся на его рассмотрении несколько подробнее.

Результаты, полученные при изучении распределения ртути в базальтоидах, сведены в табл. 27. Рассматриваются базальтоиды платформ и подвижных поясов: среди платформ — континентальные (Сибирская платформа) и океанические (Полинезия), среди подвижных поясов — срединно-океанические (Срединно-Атлантический и Срединно-Индокоеанский хребты), геосинклинальные окраинно-материковые (Камчатка), эпигеосинклинальные орогенные (Фергано-Кокшаальская зона геосинклинали), а также линейные зоны тектоно-магматической активизации в эпиплатформенных условиях (Горный Алтай, Чукотка, Якутия, Верхоянье). Глубинное строение некоторых из этих геотектонических провинций проиллюстрировано на фиг. 16.

Одна из особенностей распределения ртути в базальтоидах заключается в том, что кратоны (континентальные и океанические) характеризуются в общем меньшим уровнем фоновых содержаний ртути, чем линейные подвижные пояса<sup>1</sup>. Среднеарифметическое фоновое содержание в кратонах — для траппов Сибири и базальтоидов Полинезии — составляет соответственно 2,6 и  $2,5 \cdot 10^{-6}\%$ , а для современных и четвертичных лав Ключевской группы вулканов (островные дуги), спилит-кератофировой формации Фергано-Кокшаальской складчатой области равно 5,4 и  $4,6 \cdot 10^{-6}\%$ ;

<sup>1</sup> Различия в содержаниях ртути для разных групп базальтоидов установлены методами математической статистики с помощью *t*-критерия с надежностью 99,9%; расчеты проводились С.В. Головня.

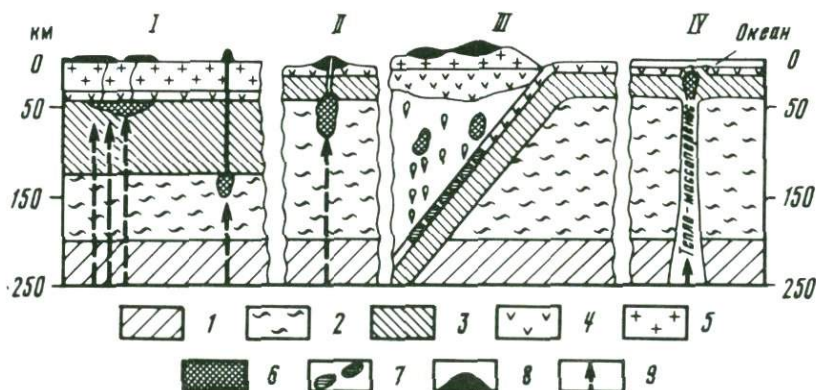
Т а б л и ц а 27. Основные параметры распределения ртути в базальтоидах различных геотектонических провинций

Регион	Число проб	$\bar{x}$ , $10^{-6}\%$	s	r, $10^{-6}\%$
1	2	3	4	5
<b>Океанические базальтоиды</b>				
<i>Сводовые поднятия</i>				
Полинезия (Гавайский архипелаг, о-ва Самоа и Таити)	17	2,5	1,5	1–7
То же (с постмагматическими изменениями)	2			140–200
<i>Срединные хребты</i>				
Срединно-Индоокеанский хребет (Центрально-Индийский хребет)	10	2,0	1,0	0,9–3,5
Срединно-Атлантический хребет Исландия	18			1–100
в целом для острова	16	13,6	13,4	1–45 (100)
фоновые	9	4,2	2,7	1–9,7
повышенные	7	25,7	11,7	13–45 (100)
<i>Островные дуги</i>				
Камчатка, Ключевская группа вулканов				
в целом для группы	130	7,7	7,1	1–45 (200)
фоновые	112	5,4	3,0	1–13
повышенные	18	22,2	8,4	15–45 (200)
<b>Континентальные базальтоиды</b>				
<i>Траппы</i>				
Сибирская платформа (за пределами районов с ртутной минерализацией)	102	2,6	2,2	0,5–15
Районы Сибирской платформы с ртутной минерализацией				
кимберлитовая трубка	4			2–300
Ленинградская				
Ангаро–Илимский				
фоновые	7	3,7	1,6	1–6
повышенные	3			25–180
Ангаро-Катский				
в целом для района	19	11,5		4–60
фоновые	10	5,9	1,9	4–9
повышенные	9	35,6		20–60
<i>Рифтовые зоны</i>				
Восточно-Африканский рифт				
восточная зона	12	1,1	0,48	0,5–2
западная    "	10	2,9		1–7,5
<i>Раннегеосинклинальные базальтоиды</i>				
Фергано-Кокшаальская геосинклиналь				
фоновые	12	4,6	1,0	1,2–4,6
повышенные в зонах разломов	2			20–200

Таблица 27 (окончание)

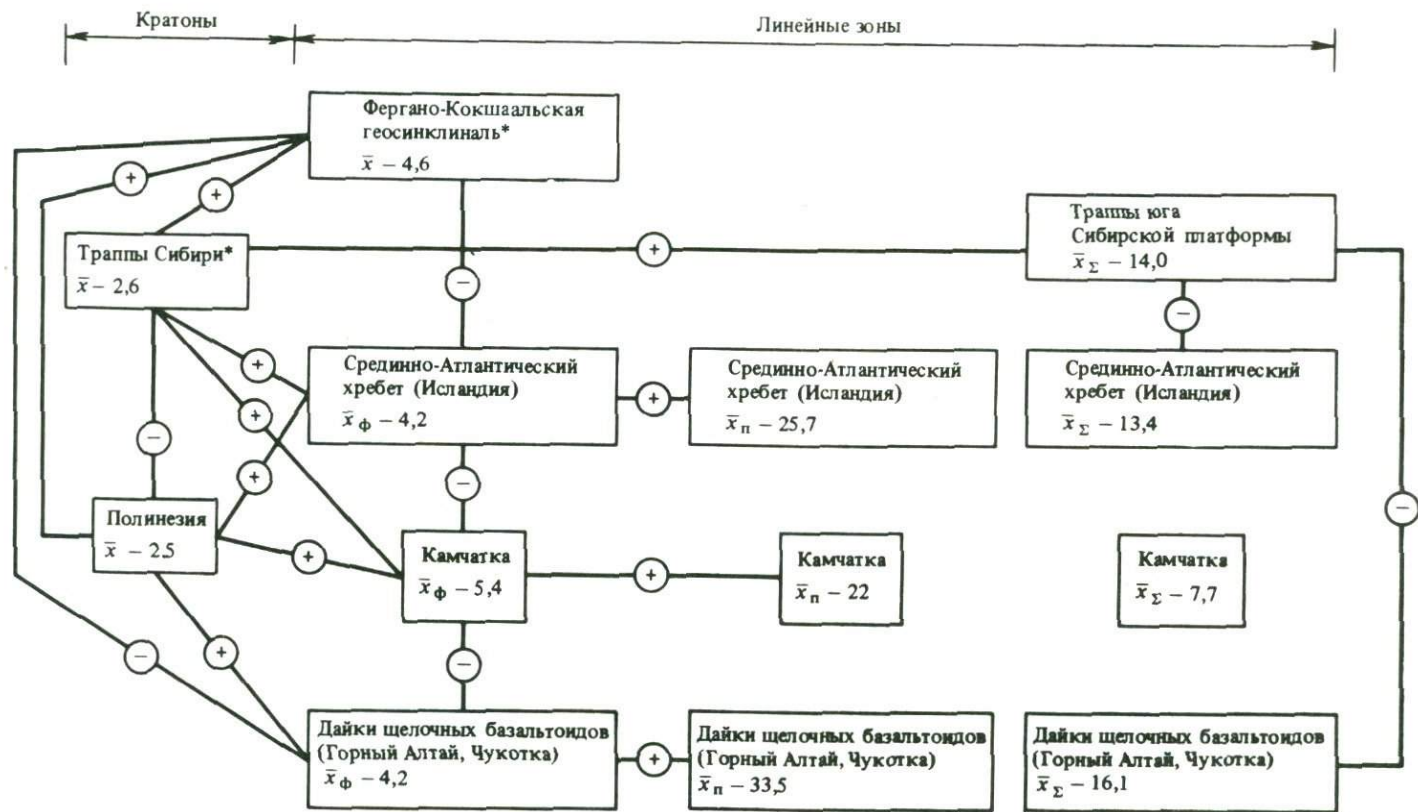
1	2	3	4	5
<i>Дайковый комплекс в зонах активизированных глубинных разломов ртутных провинций</i>				
Горный Алтай, дайковый комплекс щелочных пород				
для комплекса в целом [37]	12	17,3	19,0	1-60
фоновые	6	4,4	1,9	1-6,5
повышенные	6	30,3	19,6	12-60
Чукотка, месторождение Пламенное				
в целом для месторождения	16	10,8	15,9	2-60
фоновые	13	4,1	1,6	2-8
повышенные	3	40		30-60
Якутия, Лево-Сахындинский рудный узел				
	23			3-40
				до 10 000
Верхоянье, рудный пояс				
	5			5-250
Примечание. Здесь и в табл. 28, 29 в скобках указаны anomalно высокие содержания ртути, не вошедшие в расчеты.				

такие же фоновые значения характерны для базальтоидов дайковых комплексов зон активизированных глубинных разломов ртутных провинций. Сложнее обстоит дело со срединно-океаническими хребтами и рифтовыми зонами на континентах. Среди них в отношении ртути выделяются пассивные и активные структуры, что согласуется с соответствующей их активностью. К первым, в частности, относятся изученные отрезки Центрально-Индийского хребта — одной из ветвей Срединно-Индоокеанско-



Фиг. 16. Схема развития вулканизма в тектонических структурах разных типов (Горшков, 1974 г.)

I-IV — тектонические структуры: I — внутриконтинентальные области, II — внутриокеанические острова, III — островные дуги и активные окраины континентов, IV — срединноокеанические хребты. 1 — подастеносферные области мантии; 2 — астеносфера; 3 — наастеносферные (литосферные) части мантии; 4 — базальтовый слой; 5 — гранитный слой; 6 — области генерации магмы; 7 — эклогиты; 8 — излияния базальтоидов на дневную поверхность; 9 — тепловой поток из глубин Земли



\*Вдали от ртутных месторождений и проявлений.

го хребта и участки западной ветви Восточно-Африканского рифта; средние содержания в них ртути (соответственно  $2,9$  и  $2,0 \cdot 10^{-6}\%$ ) близки установленным для платформенных базальтоидов. К активным структурам относится Срединно-Атлантический хребет, в пределах которого более детально изучена Исландия, где среднее фоновое содержание ртути  $4,2 \cdot 10^{-6}\%$ .

Другая, более важная и более контрастно проявленная особенность распределения ртути в базальтоидах состоит в том, что только линейные, подвижные пояса характеризуются проявлением аномально повышенных концентраций ртути (обычно до десятитысячных долей процента) (фиг. 17). Такое заключение отнюдь не означает, что в платформенных базальтоидах не могут встретиться повышенные содержания ртути, связанные с трапповым магматизмом; все дело — в масштабности явления. Так, например, среди детально изученных нами траппов районов кимберлитового вулканизма только в одном случае — в контактовой части дайки, секущей трубку Ленинградская — встречены повышенные содержания ртути (до  $2 \cdot 10^{-4}\%$ ), в то время как в других образцах этой дайки они составляют лишь первые миллионные доли процента. Появление повышенных содержаний ртути обусловлено деятельностью ртутьсодержащих гидротерм в кимберлитовой трубке с образованием кварцевых жеод, в которых, как экзотика, отмечены микровыделения киновари на контакте с дайкой. Связь этих гидротерм с трапповым вулканизмом проблематична. Другие известные случаи повышенных содержаний ртути в траппах надежно интерпретируются с позиций вторичного, более позднего процесса, скорее всего, не имеющего никакой связи с трапповым вулканизмом. Подобного рода данные мы, естественно, должны исключить из нашего рассмотрения. К примеру, на площади проявления траппового вулканизма на юге Сибирской платформы, в Ангаро-Катском и Ангаро-Илимском железорудных районах, известны проявления киноварной минерализации, сопровождающиеся первичными ореолами рассеяния ртути. Последние проявлены как в траппах, так и во вмещающих вулканогенно-осадочных и осадочных породах и отчетливо контролируются проницаемыми зонами — трещиноватостью, контактовыми частями даек и т.д. Эти особенности распределения ртути, а также значительный разрыв во времени между внедрением траппов и ртутным минералообразованием (Л. Страхов, 1971 г.; Кандер и Ключанский, 1971 г.) свидетельствуют отнюдь не в пользу связи эпitherмальной ртутной минерализации с трапповым вулканизмом.

Таким образом, существующие данные указывают на то, что базальтоидный магматизм, характерный для устойчивых областей кратонов (платформенных и океанических), не сопровождается заметным проявлением аномально повышенных концентраций ртути. В то же время в подвижных поясах этот процесс проявлен весьма отчетливо.

Приведем три, на наш взгляд, довольно показательных примера таких поясов. В первую очередь — это Срединно-Атлантический хребет. Здесь



Фиг. 17. Сопоставление содержаний ртути в базальтоидах различных геотектонических провинций

1-4 — среднеарифметическое содержание ртути: 1 — для провинций с одной совокупностью проб, 2-4 — для провинций с двумя совокупностями проб (2 — фоновые значения, 3 — повышенные, 4 — суммарные); 5, 6 — сходство и различие совокупностей (5 — значительно различаются с надежностью 99,0–99,9%, 6 — не различаются)

нами установлены повышенные (до  $1 \cdot 10^{-4}\%$ ) содержания ртути как в молодых базальтоидах дна океана, так и на о-ве Исландия при весьма значительной дисперсии значений:  $1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-4}\%$  (см. табл. 27). Эти же особенности — наличие повышенных концентраций и широкие вариации в содержаниях ( $2 \cdot 10^{-6} - 8 \cdot 10^{-5}\%$ ) — отмечаются и для четвертичных и современных вулканических пород среднего и кислого состава. Следует отметить, что газо-гидротермальный процесс, сопровождающий современные вулканические извержения на о-ве Исландия, характеризуется повышенной ртутноносностью (Corderre, Steinhörsson, 1977г.; Olafsson, 1975г.; Дурасова, Барсуков, Вакин и др., 1982 г.).

Второй пример — молодые и современные базальты Ключевской группы вулканов (Курило-Камчатская островная дуга). Данные по ним уже приводились [81, 90], однако к ним следует добавить результаты анализов по прорыву Пийпа на Ключевском вулкане (извержение 6 октября—29 декабря 1966 г.). Пробы отбирались И.Т. Кирсановым и автором в активную стадию извержения, так что ни о каких позднейших процессах наложения ртути здесь не может быть и речи. Содержания ртути в лавах изменяются от  $2 \cdot 10^{-6}$  до  $2 \cdot 10^{-4}\%$ . Отчетливо выделяются два устойчивых семейства базальтоидов: 1) с низкими содержаниями ртути (среднее  $5,4 \cdot 10^{-6}\%$ ); 2) с повышенными содержаниями (среднее  $2,2 \cdot 10^{-5}\%$ ). Последнее близко таковому в лавах Срединно-Атлантического хребта (см. табл. 27). Подобное распределение ртути наблюдается и в андезитах этой провинции. Здесь так же, как и в Исландии, газо-гидротермальный процесс, характеризующийся повышенной ртутноносностью, сопряжен с вулканизмом; на это указывают данные о повышенных содержаниях ртути в вулканических газах Курило-Камчатской провинции и продуктах отложения этих газов [1, 66, 90].

Третий пример — дайковый комплекс щелочных базальтоидов в зонах активизированных глубинных разломов, предшествующий ртутному оруденению и наиболее близкий с ним по возрасту. С этими дайками некоторые исследователи (Кузнецов, Оболенский) парагенетически связывают ртутное оруденение. Содержания ртути в дайках обычно изменяются от  $1 \cdot 10^{-6}$  до первых десятитысячных долей процента (см. табл. 27), но могут иногда достигать  $1 \cdot 10^{-2}\%$  (Лево-Сакынджинский рудный узел в Якутии и др.). Детальное исследование, проведенное выборочно для отдельных даек Лево-Сакынджинского рудного узла (так же как и для вышеописанных трапповых даек Ангаро-Катского района) позволило установить, что содержания ртути в  $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-4}\%$  являются аномальными и обязаны своим появлением наложенному, вторичному по отношению к породам процессу, они проявлены в равной степени как в дайках, так и во вмещающих их породах. Микроскопическое изучение образцов даек, где установлены сотые, а в некоторых случаях и тысячные доли процента ртути, показало, что в большинстве своем такие содержания обусловлены присутствием тонковкрапленной наложенной киновари. Но эти процессы — внедрение даек, формирование ртутных аномалий и ртутное рудообразование — в пределах активизированных глубинных разломов сближены во времени и могут рассматриваться в определенном геологическом единстве, поскольку их появление в истории геологического развития региона закономерно, что все не предполагает общности их источника.

Важно отметить, что существующие геохимические материалы свидетельствуют о том, что повышенная ртутьносность магматических пород (в том числе и глубинных базальтоидных) не может быть аргументом в пользу их генетической или парагенетической связи с ртутным оруденением. Она обусловлена глубиной и проницаемостью тектонических структур, обеспечивающих проникновение ртутьсодержащих эманаций. Последние могут не реализоваться в ртутное оруденение, а проявиться лишь в виде геохимических аномалий. Еще один, на наш взгляд, нагляднейший тому пример — Гулинская интрузия щелочных ультраосновных пород в Маймеча-Котуйском районе на севере Сибирской платформы, характеризующаяся повышенными содержаниями ртути ( $5 \cdot 10^{-6} - 3,5 \cdot 10^{-5} \%$ , среднее  $1 \cdot 10^{-5} \%$ )<sup>1</sup>. Ртутное оруденение в районе не известно. Повышенная ртутьносность интрузии (при достаточно широкой дисперсии содержаний) обусловлена ее положением в весьма проницаемом участке земной коры — узле пересечения крупных мегаструктур Сибирской платформы: субширотного Енисейско-Хатангского линеамента (северной границы Сибирской платформы) и меридионального Байкало-Таймырского линеамента с утоненной корой. Последний заложился еще в архее, разделяя два блока — структурные комплексы архея: Тунгусский и Алданский, затем испытывал активизацию в нижнем протерозое, среднем—верхнем протерозое и наиболее интенсивно активизировался в верхнем палеозое—нижнем мезозое, с чем было связано формирование Гулинской интрузии (данные О.А. Дюжикова).

Изучалось также распределение ртути в ультрабазитах устойчивых областей и линейных подвижных зон. Наиболее полные данные для устойчивых областей платформ и щитов получены для кимберлитовых трубок Сибири; в небольшом объеме изучены кимберлитовые образования Африки [77]. Результаты анализов сведены в табл. 28 и 29 (см. также табл. 26). Изучено распределение ртути в кимберлитах и близких к ним породах, а также в заключенных в них ксенолитах перидотитов и эклогитов. Содержания ртути в кимберлитах Сибирской платформы чрезвычайно низки; среднеарифметическое ее содержание  $1 \cdot 10^{-6} \%$  существенно не отличается от такового в породах эксплозивных трубок Африки. Так, в кимберлитах из трубок Гвинеи и в туфах оливино-пикритовых базальтов из трубок Республики Мали оно составляет  $7 \cdot 10^{-7}$  и  $9 \cdot 10^{-7} \%$  соответственно. Это свидетельствует о достаточно стабильном низком среднем содержании ртути в указанных образованиях. Сопоставление пород диатрем по составу показало, что все они (собственно кимберлиты, ингилиты, оливин-пикритовые базальты и эксплозивные карбонатиты) в общем близки по содержаниям ртути. Не наблюдается различий в содержаниях ртути и в возрастных группах пород: верхнепротерозойских, палеозойских и мезозойских (Сибирская платформа).

Ксенолиты имеют несколько более повышенное среднее содержание ртути ( $2,3 \cdot 10^{-6} \%$ ), которое значительно отличается от среднего ее содержания в кимберлитах, подсчитанного для тех же районов. При этом в безгра-

<sup>1</sup> Именно такие содержания наблюдаются в дайках щелочных базальтоидов в зонах тектоно-магматической активизации, с которыми ряд исследователей парагенетически связывают образование ртутных месторождений.

Т а б л и ц а 28. Распределение ртути в породах и включениях из кимберлитовых трубок

Район кимберлитового вулканизма	Кимберлиты				Включения			
	число проб	$\bar{x}, 10^{-6}\%$	$s$	$r, 10^{-6}\%$	число проб	$\bar{x}, 10^{-6}\%$	$s$	$r, 10^{-6}\%$
<i>Сибирь</i>								
Мало-Ботуобинский	21	1,7	1,7	0,2–8,0	6	1,6	0,7	1,0–2,5
Далдыно-Алакитский	33	0,8	1,2	0,2–5,0 (10; 25; 40)	31	1,0	0,7	0,2– 4,0(20)
Мунский	6	1,6	1,4	0,5–4,5	2	4,0	2,8	2,0– 6,0(200)
Средне-Оленекский	5	0,4	0,3	0,2–1,0	14	3,2	3,7	0,2–12,0
Нижне-Оленекский	8	1,4	1,5	0,2–3,5	34	3,2	3,5	0,7–20,0
Приленский	4	0,4		0,2–0,4				
Куонапский	61	0,9	0,7	0,2–4,0				
Ингилийский	21	0,7	0,6	0,2–3,0				
Белозиминский	3	2,5	0,8	1,5–3,0				
<i>Африка</i>								
Гвинея	4	0,7	0,5	0,2–1,5				
Мали	14	0,9	0,7	0,2–2,5				

П р и м е ч а н и е. В отдельных образцах кимберлитов из трубок Легкая, Невидимка и Ленинградская определено от  $1 \cdot 10^{-5}$  до  $4 \cdot 10^{-5}\%$  ртути, а во включениях серпентизированных перидотитов трубок Сытыканская и Надежная — от  $2 \cdot 10^{-5}$  до  $2 \cdot 10^{-4}\%$ . Аномально высокие концентрации ртути обусловлены постмагматическими процессами.

Т а б л и ц а 29. Основные параметры распределения ртути в кимберлитах и ксенолитах из кимберлитовых трубок Сибирской платформы

Породы	Число проб	$\bar{x}, 10^{-6}\%$	$s$	$r, 10^{-6}\%$
Кимберлиты	122	1,0	1,2	0,2–8,0(40)
Включения	87	2,3	2,8	0,2–20(200)
шпинелевые перидотиты	19	4,3	5,0	0,2–20
гранатовые перидотиты	27	1,6	1,4	0,2–6,0
эклогиты	34	2,2	2,0	0,5–10,0

П р и м е ч а н и е. Аномально высокие концентрации ртути обусловлены поздними постмагматическими процессами (цифры в скобках).

натовых перидотитах оно составляет  $4,3 \cdot 10^{-6}\%$ , в гранатовых их разностях —  $1,6 \cdot 10^{-6}\%$ , а в эклогитах —  $2,2 \cdot 10^{-6}\%$  (см. табл. 29). Более высокие содержания ртути (до  $n \cdot 10^{-4}\%$ ) отмечены нами только в связи с наложенными гидротермальными процессами [77]. Такова, по-видимому, природа повышенных концентраций ртути и в некоторых диаграмах Южной

Африки и Австралии (см. табл. 26), хотя В. Эманн и Д. Ловеринг (Ehmann, Lovering, 1967 г.) полагают, что полученные ими значения характеризуют высокий уровень содержания ртути в мантии Земли. По их данным, в одном образце кимберлита и в двух ксенолитах из трубок Бултфонтейн и Робертс Виктор содержится  $(2-7,8) \cdot 10^{-5}\%$  ртути, а в двух образцах включений из трубки Делегат ее содержания составляют  $(1,2-1,5) \cdot 10^{-4}\%$ . Установленные нами в образцах включений из тех же трубок Южной Африки низкие содержания ртути —  $(1-2) \cdot 10^{-6}\%$ , аналогичные полученным для кимберлитовых трубок Сибири (см. табл. 26), свидетельствуют, по нашему мнению, о проявлении двух самостоятельных процессов, обуславливающих здесь появление низких и повышенных концентраций ртути.

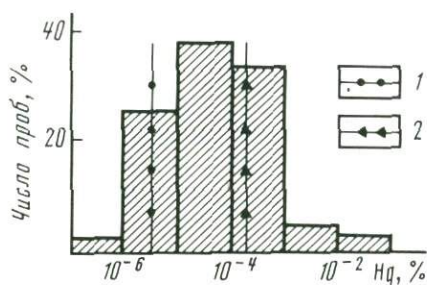
Если сопоставить содержания ртути в базитах и ультрабазитах одной и той же провинции (а это сделано нами для Сибирской платформы, причем траппы и кимберлиты с заключенными в них ксенолитами отбирались в одних и тех же районах), то выявляется следующая картина. Кимберлиты и близкие к ним породы характеризуются более низкими содержаниями ртути, чем траппы: среднее значение  $1 \cdot 10^{-6}\%$  против  $2,5 \cdot 10^{-6}\%$ . Сопоставимы с траппами лишь включения из кимберлитовых трубок, в которых среднее содержание ртути  $2,3 \cdot 10^{-6}\%$ . И только Гулинская интрузия в Маймеча-Котуйском районе резко выделяется повышенными концентрациями ртути (о причинах тому говорилось выше). В тех же пределах, что кимберлиты и заключенные в них ксенолиты, находятся обычно содержания ртути в ультраосновных породах древних щитов. Например, среднеарифметическое ее содержание для большинства изученных массивов ультраосновных пород Балтийского щита составляет  $(1,2-2,5) \cdot 10^{-6}\%$  [90] и только в одном случае — в Сальных тундрах на Кольском полуострове — обнаружены уникально низкие содержания ртути (см. табл. 26), составляющие в среднем менее  $3 \cdot 10^{-7}\%$  как в ультраосновных породах (шпинелевых перидотитах, гранатовых пироксенитах), так и в ассоциирующих с ними эклогитах (для этих пород в работе [75] приведены доказательства их подкорового происхождения).

Для ультраосновных пород подвижных поясов мы располагаем материалом по породам габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала (Платиноносный пояс) и альпинотипным гипербазитам Малого Кавказа, Урала и рифтовой зоны Срединно-Индоеокеанского хребта [90]. В Платиноносном поясе Урала среднее содержание ртути в изученных гипербазитах составляет  $1,5 \cdot 10^{-6}\%$ , но в отдельных участках этого пояса отмечаются спорадически повышенные значения, достигающие  $n \cdot 10^{-5}\%$ , которые хорошо интерпретируются с позиций более позднего наложения ртути, проникающей в земную кору по зонам глубинных разломов. В альпинотипных гипербазитах Малого Кавказа и Урала среднеарифметические содержания ртути составляют  $(2,9-4,4) \cdot 10^{-6}\%$ , а в перидотитах одного из участков рифта Срединно-Индоеокеанского хребта оно равно  $2,5 \cdot 10^{-6}\%$ . Более высокие значения ( $9,2 \cdot 10^{-6}-1,8 \cdot 10^{-4}\%$ ) приводят Л.В. Дмитриев, В.Л. Барсуков и Г.Б. Удинцев (1970 г.) для рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта (район Азорских островов), рассматривая эту ртуть как следствие вторичного, наложенного процесса.

Резюмируя приведенные выше данные, мы приходим к выводу, что ультрабазитам свойственны в общем низкие концентрации ртути, близкие

такowym в базальтоидах. И так же, как это установлено для базальтоидов, повышенные содержания ртути в ультрабазитах фиксируются лишь на отдельных участках линейных подвижных зон, и их появление является следствием проявления вторичных газо-гидротермальных процессов. Следует обратить внимание на то обстоятельство, что аналогичные повышенные содержания ртути наблюдаются в осадочных и метаморфических породах, а также в современных морских и океанических осадках в пределах линейных подвижных зон. Очевидно, глубинные разломы, которые определяют развитие подвижных поясов, являлись теми путями, по которым осуществлялось поступление ртути из глубин Земли по механизму дегазации.

Приведем некоторые соображения о возможных уровнях генерации ртути. Низкие среднеарифметические фоновые содержания ртути в базальтоидах (кларковые и ниже кларковых) свидетельствуют, на наш



Фиг. 18. Гистограмма содержания ртути в каменных метеоритах

1, 2 — среднее содержание ртути: 1 — в земной коре, 2 — в метеоритах

взгляд, о бесплодности базальтоидных очагов как рудогенерирующих. Столь же низкие содержания ртути установлены в различных типах ультрабазитов, кимберлитах и, что особенно важно, в ксенолитах кимберлитовых трубков — перидотитах и эклогитах, которые считаются отторженцами верхней мантии и рассматриваются в качестве прямых источников информации о ее составе (Ю.А. Кузнецов, 1964 г.; В. С. Соболев, 1973 г.; Н.В. Соболев, 1974 г.). В отдельных случаях зафиксированы уникально низкие ( $< 3 \cdot 10^{-7}\%$ ) содержания ртути в породах, для которых предполагается мантийное происхождение в эклогитах и ассоциирующих с ними ультраосновных породах Сальных Тундр. Таким образом, те глубинные уровни Земли, о составе которых мы судим по их представителям (породам) на поверхности, значительно обеднены ртутью. Это согласуется с известными представлениями о значительной дифференцированности верхней мантии до глубин 200 км и более (по некоторым данным — до 300 км); время дифференциации превышает 1 млрд. лет, а по некоторым данным, может достигать 2–2,5 млрд. лет (В.С. Соболев, 1973 г.). Первичная мантия по составу предполагается близкой составу каменных метеоритов — хондритов; уровень содержания ртути в этих породах значителен (фиг. 18): среднее  $2 \cdot 10^{-4}\%$  (при кларке  $4,5 \cdot 10^{-6}\%$ ) без учета углистых метеоритов, где содержания ртути еще более высокие (по сводке Reed, 1971 г., и нашим данным [140]).

Существующие геофизические и геотермические данные и соответствующие расчеты позволяют полагать, что глубина залегания астеносферы в течение геологической истории развития Земли увеличивалась [107].

Соответственно дегазация с течением времени происходила все с более глубоких уровней, которые в отличие от верхних горизонтов верхней мантии, по-видимому, характеризуются повышенными содержаниями ртути. С этим мы должны считаться при рассмотрении ювенильных источников ртути в ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях, сформировавшихся в период фанерозоя.

Приуроченность аномально повышенных концентраций ртути к линейным подвижным зонам, вероятно, объясняется значительно большей глубинностью линеаментов, чем кратонов, поскольку "существует определенная связь между масштабом структурных форм и глубиной их заложения в недрах Земли" [107, с. 444].

Следует напомнить, что в настоящее время в строении Земли выделяется геологическая оболочка, или тектоносфера, являющаяся основной областью проявления тектонических и магматических процессов. Она включает литосферу (земную кору и верхние горизонты верхней мантии — 60–120 км), астеносферу (слой низких скоростей сейсмических волн до глубины 400 км) и слой Голицина (до глубины примерно 700 км). Сама астеносфера не представляет единого слоя и состоит из нескольких сближенных слоев: например, в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану на глубинах 65–430 км выделяются четыре астеносферных слоя. Имеются указания на наличие слоев низких скоростей сейсмических волн в средней и нижней частях мантии [107]. После такого отступления отметим, что в геосинклинальных подвижных поясах разломы уходят на максимальную глубину, достигая низов слоя Голицина, а на платформах глубина активных разломов значительно меньше; здесь преобладают глубокие коровые и подкоровые глубинные разломы, проникающие до подошвы коры и достигающие, вероятно, кровли астеносферы. Соответственно и глубина поступления ртутьсодержащих эманаций будет различна. В самой осторожной форме можно предположить, что благодаря наибольшей глубинности разломов геосинклинальных поясов именно к этим структурам на заключительных стадиях их развития и в периоды более поздней активизации (после превращения их в платформу) приурочиваются ртутные пояса — основные концентраторы ртути на Земле.

Что же касается очагов базальтовой магмы, то они образуются на более верхних этажах, чем ртутьсодержащие эманации, обеспечивающие тепло-массоперенос. Это проиллюстрировано на приведенной выше схеме Г.С. Горшкова (см. фиг. 16). Геологические свидетельства существования ювенильных потоков как агентов магмообразования приводят Ю.А. Кузнецов и Э.П. Изох (1969 г.). Для рассмотренной выше Ключевской группы вулканов такой механизм подробно описан В.К. Утнасиным с соавторами (1974 г.); они представляют его, подобно В.В. Велинскому (1970 г.), в участии разогретых "газовых струй", которые формируются в сейсмофокальном слое при снятии напряжения во время землетрясений и, мигрируя по ослабленным зонам к дневной поверхности, вызывают частичное плавление вещества верхней мантии на сравнительно небольших глубинах. О глубине генерации этих флюидов существуют различные гипотетические высказывания. Есть суждения и о весьма глубинном их происхождении. Так, Г.С. Горшков (1974 г.), используя петрологические материалы, а также гипотезу Е.В. Артюшкова (1970 г.) о глубинной дифференциации

вещества Земли, полагает, что поступление тепла и вещества в область срединно-океанических хребтов происходит из очень глубоких частей мантии, а может быть, даже от границы с ядром. Г.П. Горшков и И.А. Островский (1974 г.) считают нижнюю мантию источником рудных флюидов.

На основании вышеизложенного можно полагать, что мантия в целом характеризуется повышенными концентрациями ртути, а самые верхние ее части обеднены ею в связи с процессами дифференциации, и поступление ртути в фанерозое осуществлялось все с более глубоких уровней верхней мантии по зонам планетарных структур мантийного заложения в периоды их активизации. В этом случае дайковые пояса, известные в ряде ртутных провинций и близкие по возрасту к ртутному оруденению, можно рассматривать в качестве индикаторов активизации глубинных разломов. Уровни же генерации магматического расплава, реализовавшегося в виде даек, и ртути будут различными. Очевидно, ртуть как весьма летучий элемент (уже при 600°С упругость ее паров превышает 10 атм) участвует в потоке глубинных эманаций, обеспечивающих теплообнос, которые, в одних случаях, могут являться агентами магмообразования на более верхних этажах и в дальнейшем проявляться в виде ртутного оруденения в связи с различными типами изверженных пород, а в других — поступать в земную кору и служить источником ртути в гидротермальных растворах, формирующих ртутные месторождения вне связи с магматическими породами. Таким образом, наблюдаемые связи ртутного оруденения с проявлениями магматизма чисто структурные; они свидетельствуют лишь о единстве путей миграции в периоды активизации глубинных разломов. Поэтому иногда мы наблюдаем ртутные месторождения в тесной временной и пространственной связи с дайковыми комплексами щелочных базальтоидов в областях тектоно-магматической активизации [37]. В других же случаях ртутное оруденение сопряжено с вулканическими процессами и проявляется в связи с вулканическими породами различного состава; здесь следует вспомнить известные работы В.В. Аверьева (1966 г.) по современным гидротермальным системам в вулканических областях, который пришел к выводу о существовании восходящего потока горячего флюида, генерация которого не связана с вулканизмом, а является порождением самостоятельного и более глубинного процесса. К ртути можно полностью отнести высказывания А.Д. Щеглова [116, 117] и Л.Н. Овчинникова (1973 г.) о недооценке мантийных источников и возможности подъема рудных флюидов вне их связи с магматизмом.

Резюмируя, подчеркнем, что источник ртути в гидротермальных растворах — полигенный, но для месторождений планетарных ртутных поясов, где сосредоточены основные промышленные концентрации этого металла в земной коре, он связан с верхней мантией, откуда ртуть совместно с другими летучими выделяется по зонам глубинных разломов в период их активизации как продукт дегазации глубоких частей планеты.

Несколько слов о формах переноса ртути. Ртуть во флюидах мигрирует, по-видимому, в атомарной форме, но нельзя исключить и органические ее соединения, особенно в углеводородсодержащих газах [78]. Рассмотрим известные данные по химии ртутьорганических соединений в отношении к углеводородным газам. Помимо атомарной ртути, в них могут присутствовать различные ртутьорганические соединения. Прямыми аналитичес-

кими методами они пока не установлены, но если проанализировать известные данные по искусственным ртутьсодержащим органическим соединениям [39], то становится очевидным, что ртуть может соединяться с самыми различными органическими молекулами, включая все классы углеводов, входящих в состав природного газа и нефти. Из многочисленных способов образования ртутьорганических соединений в природных условиях, вероятнее всего, реализуются следующие три: 1) действие свободных углеводородных радикалов на металлическую ртуть; 2) замещение атома водорода в органической молекуле на  $(\text{HgX})^-$ ; 3) присоединение солей ртути к непредельным соединениям. Первый и последний способы образования ртутьорганических соединений могут иметь место при повышенных температурах, когда углеводородные соединения находятся в неравновесном состоянии и содержат свободные радикалы и непредельные соединения. Но эти температуры не должны превышать  $300^\circ\text{C}$ , так как при более высоких температурах ртутьорганические соединения разлагаются с выделением металлической ртути. Второй способ синтеза ртутьорганических соединений реализуется в газо-гидротермальных системах при наличии ароматических соединений. В этом случае реакция может происходить по схеме  $\text{RH} + \text{HgX}_2 = \text{RHgX} + \text{HX}$ , где R — углеводородный радикал, X — кислотный остаток. Реакции меркурирования доступны почти всем ароматическим соединениям и протекают в водных растворах от комнатных температур до  $180\text{--}200^\circ\text{C}$ ; меркурирование бензола, например, происходит при температурах  $70\text{--}135$ , а нафталина — при  $120^\circ\text{C}$ . Кроме того, известно, что ртутьорганические соли могут вступать в реакции симметризации, в результате чего образуются полнозамещенные ртутьорганические соединения типа  $\text{R}_2\text{Hg}$  (диметилртуть, диэтилртуть и др.). Важной предпосылкой сохранения ртутьорганических соединений в углеводородных газах в литосфере является устойчивость их к воздействию внешних агентов: они очень медленно окисляются кислородом, связь ртуть—углерод не реагирует с подвижным водородом воды, а полносимметричные соединения типа  $\text{R}_2\text{Hg}$  устойчивы (за редким исключением) и к сероводороду. Помимо образования собственно ртутьорганических соединений, где осуществляется ртуть—углеродная связь, ртуть довольно легко вступает в соединения с другими атомами органических молекул: серой, азотом, кислородом и фосфором [39], при этом наименее прочна в органических молекулах связь ртути с кислородом. В широких пределах меняется прочность ее связи с азотом и наиболее легко и прочно она соединяется с серой; например, молекулы меркаптанов ( $\text{R-SH}$ ) образуют с ртутью различные алкил- и арилмеркаптиды. Существование этих форм ртути в углеводородных залежах также нельзя исключить. Таким образом, ассоциация ртути с углеводородными соединениями в природных газах может реализоваться в виде различных ртутьсодержащих соединений, но, как это явствует из вышеизложенного, образование таких соединений может происходить при температурах до  $300^\circ\text{C}$ . В этой связи, говоря о мантийных флюидах, мы должны, по существующим в настоящее время данным, отдать предпочтение атомарной ртути.

В земной коре эти флюиды вступают в тесное взаимодействие с подземными водами, самыми различными по составу (последнее предопределено всей историей геологического развития региона), и реализуются в виде

рудообразующих гидротермальных систем. Давно уже ушли в небытие представления 50-х годов о сульфидных комплексах переноса ртути в гидротермальных растворах. В настоящее время с более строгих позиций оценены области преобладания различных соединений ртути в растворах [111, 115]<sup>1</sup>. Последнее стало возможным потому, что, с одной стороны, к настоящему времени получены взаимосогласованные термодинамические характеристики большинства соединений ртути [115], а с другой – применение ЭВМ позволило учесть влияние одновременного изменения нескольких параметров: температуры, pH, концентрации растворенных компонентов. Проведенные специальные исследования (излагается по Н.Д. Шикиной) позволили выявить основные формы переноса ртути для одного из наиболее распространенных типов рудообразующих растворов, формирующих ртутное оруденение: pH 6–9,  $\Sigma S_{\text{сульфидн}}$   $10^{-3}$ – $10^{-7}$  моль/1000 г H<sub>2</sub>O,  $\Sigma \text{Cl}$   $10^{-1}$ – $10^{-3}$  моль/1000 г H<sub>2</sub>O [115]. Показано, что за перенос ртути гидротермальными растворами при температурах до 150°C и содержании сульфидной серы в растворе выше  $10^{-4}$  моль/1000 г H<sub>2</sub>O в кислой, нейтральной и щелочной областях ответственны гидросульфидные  $\text{Hg}(\text{HS})_2^0$ ,  $\text{HgS}(\text{HS})^-$  и сульфидный  $\text{HgS}_2^{2-}$  комплексы соответственно. При температурах выше 150°C во всем указанном интервале  $\Sigma S_{\text{сульфидн}}$ , а в случае низких содержаний сульфидной серы и при температурах до 150°C в растворе преобладает  $\text{Hg}_{(\text{p-p})}^0$ , причем в присутствии даже ничтожных количеств восстановителя в растворе (например,  $10^{-10}$  моль/1000 г H<sub>2</sub>O сульфидной серы), наличие которого в большинстве природных вод нельзя отрицать априори, доминирующей формой при всех температурах является  $\text{Hg}_{(\text{p-p})}^0$ , даже если содержание хлора велико – до  $10^{-1}$  моль/1000 г H<sub>2</sub>O [115]. И только в сильноокислых хлоридных растворах с высоким окислительно-восстановительным потенциалом, т.е. в условиях, реализующихся при вулканогенном рудообразовании, не исключена возможность переноса ртути в виде хлоридных комплексов. Карбонатные комплексы ртути, несмотря на их высокую прочность, не являются основными формами ее переноса (Ходаковский, Шикина, 1981 г.; [115]). Важным представляется получение надежных термодинамических характеристик органических комплексов ртути, но пока их невозможно рассчитать. Известные, весьма отрывочные сведения систематизированы в работе [115]. К ним следует добавить результаты интересных исследований по органическим комплексам ртути, проводимых Г.М. Варшал и Н.С. Буачидзе, но пока только для поверхностных вод. Информация об органических комплексах ртути в гидротермальных растворах может кардинально изменить все наши представления о формах переноса ртути в рудообразующих системах.

## СЕРА

Проблема источников серы в ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях за последние четверть века подвергалась значительной трансформации. Ранее сторонники ювенильного происхождения ртути рассматривали источник серы априори как глубинный, а сторонники оса-

<sup>1</sup> Этот краткий обзор форм переноса ртути не претендует на полноту и базируется на результатах исследований, проводимых в ИГЕМ АН СССР и ГЕОХИ АН СССР.

дочного накопления ртути считали его осадочным. Начиная с 60-х годов стали проводиться систематические исследования возможных источников серы в ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях. В настоящем разделе изложены результаты исследований, проведенных нами совместно с В.И. Виноградовым. В сферу изучения были вовлечены месторождения основных ртутных поясов мира: Средиземноморского, Центрально-Азиатского и Тихоокеанского. Проведенные исследования включали анализ региональной позиции ртутных провинций и, когда это было возможно, реконструкцию палеогидрогеологической обстановки рудообразования, что в значительной мере облегчалось тем, что большинство ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений имеет молодой возраст. Исследования проводились в русле того направления изучения гидротермальных месторождений, которое было заложено А.М. Овчинниковым — реконструкция палеогидрогеологических условий рудообразования — и в дальнейшем последовательно развивалось А.И. Германовым, В.И. Виноградовым, Г.А. Голевой и др. При исследованиях широко привлекался анализ изотопного состава серы. Последнее стало возможным благодаря детальному изучению геохимии изотопов серы многочисленными исследователями в СССР и за рубежом. Одним из важных результатов такого изучения явилось положение о широком участии серы осадочного чехла в процессах рудообразования (Kulp, Ault, Feely, 1956 г.; В. Виноградов [20, 21]; и др.).

В настоящее время можно достаточно уверенно утверждать, что сульфидная сера, фиксирующая ртуть и сурьму в земной коре в ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях, имеет преимущественно коровое<sup>1</sup> происхождение. Установлено, что особенности изотопного состава серы в рудах не имеют специфических черт, связанных с размещением ртутных и сурьмяно-ртутных месторождений в планетарных структурах Земли, а зависят от конкретной геологической обстановки. Наиболее вероятным источником сульфидной серы являются осадочные сульфаты, восстановление которых за счет abiогенных и особенно биогенных процессов приводит к образованию значительных количеств сероводорода; этим, очевидно, обусловлено широко известный парагенезис сульфидов ртути и битумов. Во всех случаях четким доказательством участия осадочных сульфатов в ртутном рудообразовании является изотопный состав серы сульфатных жильных минералов ртутных месторождений (барита, гипса, алунита), который обычно соответствует составу серы сульфатов осадочных пород, развитых в регионе. Изотопный состав сероводорода, образующегося при восстановлении сульфатов, может быть самым различным, в том числе и равным по значению сере метеоритного троилита; следует поэтому особо подчеркнуть, что изотопный состав сульфидной серы, соответствующий метеоритному, сам по себе не может быть критерием ее глубинного происхождения. Основные модели сульфатредукции вообще и применительно к ртутным месторождениям в частности описаны В.И. Виноградовым в работах [21, 74]. При рассмотрении конкретных ртутных районов отчетливо устанавливается, что в одних районах образование сероводорода совпадало по времени и месту с процессом рудоотложения, в других — он возникал до про-

<sup>1</sup> Употребляя термин "коровая" сера, имеем в виду ту ее часть, которая связана с осадочной оболочкой Земли.

цесса рудообразования (нефтегазоносные провинции и области с повышенной битуминозностью или признаками нефтегазоносности).

Для ряда месторождений определенно доказан первично-сульфатный источник сульфидной серы, для других — он предполагается по ряду косвенных признаков и по аналогии с подобными месторождениями. Особое внимание акцентируется на рассмотрении материалов по ртутным месторождениям, приуроченным к гипербазитовым поясам, поскольку для этих месторождений было наиболее аргументировано мантийное происхождение ртути и предполагалось, что сера сульфидов, в случае совместной миграции ртути и серы (а это именно так и рассматривалось), будет иметь изотопный состав, наиболее близкий метеоритному. Показано, что изотопный состав серы этих месторождений не имеет специфических черт и сходен с таковым гидротермальных месторождений, в формировании которых участвовала сера земной коры. В ряде случаев для согласования изотопных данных с реальной геологической обстановкой рудных районов проводились специальные исследования. В настоящей работе нет возможности осветить проблему источников серы ртутных месторождений всеобъемлюще (за последние годы накопился огромный материал), поэтому ниже приведены фактические материалы, сопровождаемые комментариями, а в соответствующих местах указаны ссылки на опубликованные работы, где это изложено более подробно.

### Средиземноморский ртутный пояс

Ниже излагаются результаты исследований месторождений Средиземноморского рудного пояса, включающего такие крупнейшие ртутные месторождения мира, как Альмаден, Монте-Амита, Идрия, расположенные в северной ветви пояса, и месторождения Северного Алжира — в южной. Кроме того, было проведено дополнительное изучение ряда рудных месторождений Донбасса, Закарпатья и Кавказа, материал по которым нами уже публиковался [64]. Они также находятся в пределах Средиземноморского ртутного пояса, за исключением ртутных месторождений Донбасса, которые мы, вслед за Б.С. Пановым, считаем принадлежностью линеаамента Карпинского, но здесь они, согласно известной сводке "Металлогения ртути" [42], рассматриваются в рамках Средиземноморского ртутного пояса.

М е с т о р о ж д е н и е А л ь м а д е н. В региональном плане оно расположено в зоне сочленения древней Лузитано-Галисийской глыбы Иберийского срединного массива в эвгеосинклинальной Сьерра-Моренской герцинской зоны [100, 143]. Пограничная зона осложнена серией тектонических нарушений. Лузитано-Галисийская глыба сложена докембрийскими кристаллическими сланцами. Не рассматривая в деталях разрез Сьерра-Моренской зоны, следует отметить, что в нижней части разреза развита толща карбонатных пород кембрия, включающая доломиты, а собственно ртутное оруденение расположено выше — среди силурийской терригенной толщи, представленной кварцитами и сланцами; разрез венчается девонскими терригенно-эффузивными отложениями. На территории месторождения известны вулканогенные образования: дайки базальтоидов и эксплозивные брекчии, сцементированные вулканическим туфом, напоминающие

Т а б л и ц а 30. Изотопный состав серы в минералах месторождения Альмаден

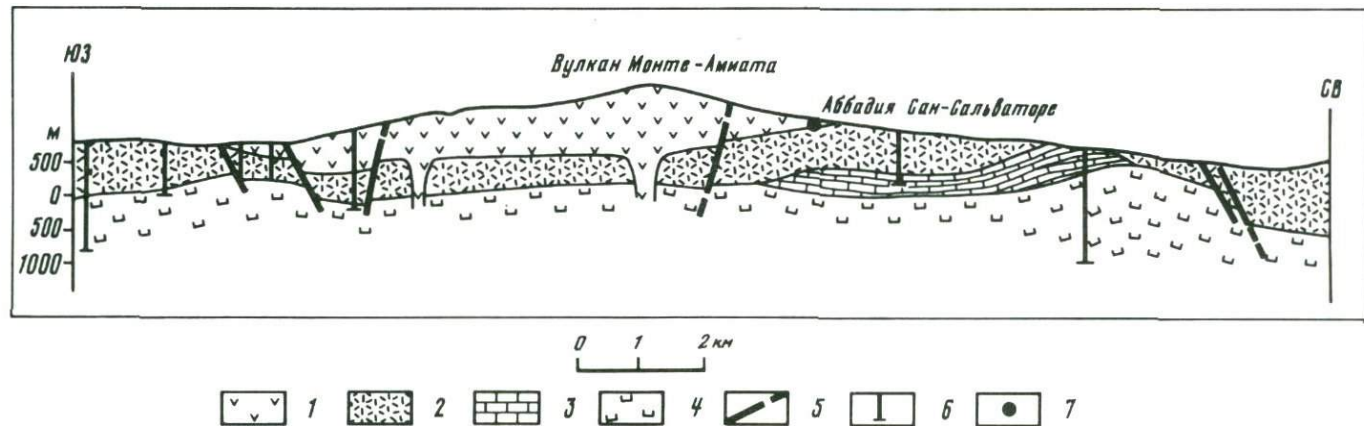
Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰
Киноварь (пласт Сан-Педро)	3,2; 3,3; 5,6; 5,9; 6,0; 6,8; 12,1*
Киноварь	-0,6; 2,0; 5,8; 7,1; 12,4; 13,0 <sup>2*</sup> 0,1; 0,1; 0,4; 0,5; 0,5; 1,2; 2,5; 2,5; 2,5; 3,6; 4,1; 5,2 <sup>3*</sup>
Пирит	6,2; 7,2 <sup>2*</sup> 6,2; 7,2; 8,6; 8,7; 12,0; 20,0 <sup>3*</sup>
Барит	1,4; 3,9 <sup>2*</sup>

\* Материалы автора.  
<sup>2\*</sup> Образцы из фондов музеев СССР.  
<sup>3\*</sup> По Ф.А. Кальво, Дж.М. Гилемани (Calvo, Guilemani, 1974 г.).

по структуре брекчии трубок взрыва; в них широко развиты битумоиды. Независимо от возраста оруденения (а он спорен и по различным гипотезам оценивается от герцинского до третичного) рассматриваемая региональная структура уже существовала ко времени рудообразования и подземные воды Сьерра-Моренской зоны разгрузались по зонам нарушений в пограничной области с Лузитано-Галисийским массивом.

Результаты анализа изотопного состава серы (наши и литературные) сведены в табл. 30. Изотопный состав сульфидной серы в пределах месторождения смещен в сторону обогащения тяжелым изотопом и весьма неоднороден ( $\delta^{34}\text{S}$  от -0,6 до 20,0‰). Наиболее вероятным источником серы в рудах месторождения Альмаден представляется сероводород, образующийся при восстановлении сульфатов осадочного происхождения, по-видимому, связанных с карбонатными отложениями нижнего структурного этажа. Восстановление происходило в условиях неустановившегося режима, т.е. скорость восстановления в различных точках была непостоянной. Это может означать, что генерация сероводорода происходила вблизи места рудообразования и одновременно с ним и сероводород не успевал перемешаться и усреднить свой изотопный состав. Причиной восстановления сульфатов подземных вод, возможно, являлся их контакт с битуминозными породами (пачки углистых сланцев среди рудовмещающих кварцитов, битуминозные взрывчатые брекчии и т.д.).

Особый интерес представляют данные изотопного состава серы в образцах барита из киноварных руд; сера барита оказалась необычно легкой для гидротермальных сульфатов. Подобный изотопный состав можно объяснить только тем, что сульфатная сера, участвующая в образовании баритов, возникла за счет окисления сульфидной серы в процессе рудообразования. Такие случаи возможны при образовании руд в пределах досягаемости кислородсодержащих вод, что вполне реально, судя по структуре месторождения: крутопадающему залеганию рудовмещающих кварцитовидных пластов, интенсивно нарушенных, кроме того, субвертикальными тектоническими нарушениями; это повысило проницаемость кварцитовидных песчаников и создало условия для интенсивного проникновения в сферу рудоотложения кислородсодержащих поверхностных вод.



Фиг. 19. Схематический геологический разрез через район рудного поля Монте-Амиата. По А. Каламаи и др. (Calamai et al., 1970 г.), с упрощениями

1 – неоген-четвертичные отложения (лавы и игнимбриты); 2 – меловые и палеогеновые отложения (переслаивание песчаников, сланцев и карбонатных пород); 3 – юрские и верхнетриасовые отложения (карбонатные породы); 4 – верхнетриасовые отложения (толща ангидридов); 5 – тектонические нарушения; 6 – глубокие скважины; 7 – ртутное месторождение

Рудный район Монте-Амиата. Региональная геологическая позиция рудного поля (фиг. 19), хорошо изученная благодаря бурению более чем 60 глубоких скважин (Calamai et al., 1970 г.), свидетельствует в пользу широкого участия коровой серы в ртутном рудообразовании. В нижнем структурном этаже рассматриваемого региона ( $T_3$ ) повсеместно установлена толща эвапоритов, представленная ангидритами с прослойками черных битуминозных доломитов и магнезиальных известняков мощностью более 300 м. Ангидриты образуют куполообразные структуры; к таким структурам иногда приурочены ртутные месторождения (Мороне, Сельвена и Монте-Чивителла). Руды месторождения Мороне частично залегают в этих породах. Вулкан Монте-Амиата прорывает все эти породы. С комплексом пород верхнего триаса связана современная гидротермальная система района Монте-Амиата. Месторождение очень молодое, постплиоценовое; есть данные, что процесс рудообразования еще не закончился (Calamai et al., 1970 г.). Поэтому существующая гидротермальная система имеет самое непосредственное отношение к рудообразованию. Термальные воды в ряде случаев ртуносны. Изучение изотопного состава кислорода и водорода этих вод свидетельствует об их метеорном происхождении (Cataldi, 1967 г.), причем в глубокую циркуляцию вовлекается до 45% выпадающих дождевых осадков. Сочетанием в разрезе битуминозных и сульфатных пород следует объяснить весьма широкое развитие в районе газопроявлений, состоящих из  $H_2S$ ,  $CO_2$  и метана; некоторые рудники (например, Монте-Чивителла) неоднократно приостанавливали свои работы из-за большого количества газов. Молодой (постплиоценовый) возраст оруденения позволяет допустить, что на образование киновари так же, как и на образование самородной серы, шел сероводород, который и в настоящее время генерируется в толщах пород.

Наши данные по изотопному составу серы сведены в табл. 31. Результаты изотопного анализа сульфидной серы свидетельствуют о его заметной неоднородности:  $\delta^{34}S - 5,6 \div 9\%$  в образцах киновари и реальгара из различных месторождений района Монте-Амиата; разброс значений достигает 14,5%, что указывает на местный источник сульфидной серы. Изотопный состав гидротермальных гипсов из месторождений Сельвена и Мороне ( $\delta^{34}S 11,0 \div 16,5\%$ ), близкий составу осадочных ангидритов — 12,0% (Dessay, Stefanis, 1969 г.), является четким доказательством участия сульфатов в рудообразовании. В одном случае в рудной залежи обнаружен гипс с легким изотопным составом серы (3,8%), образовавшийся, по всей видимости, в результате окисления сероводорода; близкий изотопный состав серы (2,9%) наблюдается в реальгаре, отложившемся по зонам роста в кристалле этого гипса. Образование сероводорода здесь происходило и происходит, очевидно, за счет высокотемпературного восстановления сульфатов в горизонтах напорных вод гидротермальной системы. Такую точку зрения высказывали ранее Г. Дессау и А. Стефанис (Dessay, Stefanis, 1969 г.) для ртутного месторождения Черрето Пьяно, расположенного вблизи рудного района Монте-Амиата; они справедливо связывали происхождение сероводорода газопроявлений, самородной серы и сульфидов с триасовыми эвапоритами.

Месторождение Идриа. Исследования проводились совместно с И. Млакаром во время работы его главным геологом на этом месторож-

Т а б л и ц а 31. Изотопный состав серы в минералах рудного поля Монте-Амиата

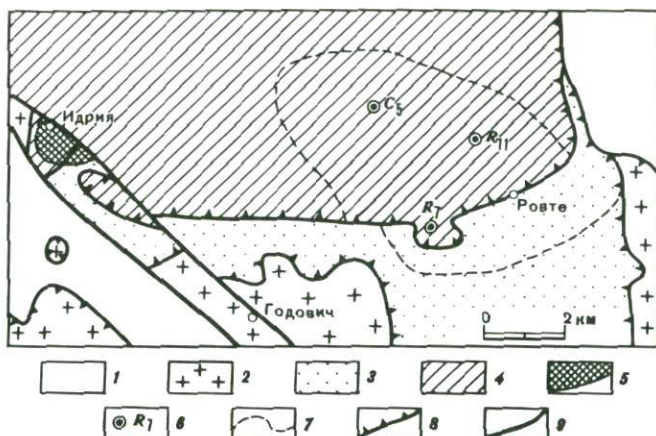
Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
Киноварь	-5,0; -4,6; 0,8; 1,3; 9,0
Реальгар в виде мелкой вкрапленности в кристаллах гипса	2,9
Гипс гидротермальный в виде прозрачных кристаллов, содержащих иногда тонкую вкрапленность киновари или реальгара	3,8; 11,0; 14,0; 15,5; 16,0; 16,5

Т а б л и ц а 32. Изотопный состав серы в минералах месторождения Идрия

Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
Киноварь	-5,5; -5,3; -4,6; -4,3; -3,6; -2,6; -0,2; 0,5; 4,5; 8,6
Метациннабарит	2,2
Пирит	-1,6
Гипс из осадочных пород за пределами месторождения	
из доломитов P <sub>3</sub>	6,2; 9,6
из доломитов T <sub>1</sub>	24,0
из линзы оолитового известняка среди сланцев T <sub>1</sub>	17,7
из сланцев T <sub>1</sub>	28,7

дении [73]. Оно расположено на стыке альпийских и мезозойских структур, на границе Альп и Динарид. Породы, слагающие рудное поле, по возрасту относятся к отложениям от верхнего карбона до эоцена и представлены мощной толщей карбонатных пород с горизонтами глинистых сланцев и песчаников (включая туфогенные) и конгломератов; магматическая деятельность проявилась внедрением порфириров, кератофиров, диабазов и их туфов. Все эти породы образуют сложночешуйчатую надвиговую постройку – результат деформации крупной лежачей складки, осложненную субвертикальными тектоническими нарушениями.

Рудная минерализация встречена во всех литолого-стратиграфических горизонтах, слагающих III покров, от верхнего палеозоя до среднего триаса. Особо следует отметить уникальную рудоносность сильно битуминозных пород. Наиболее богаты органическим веществом породы среднего триаса, представленные углистыми сланцами, так называемые "сконца", и верхнепермские доломиты. Они чрезвычайно интенсивно минерализованы: "фактор рудоносности" битуминозных верхнепермских доломитов составляет 25%, а пород "сконца" – 60% (!). В рудах очень широко развиты битумы. Киноварные руды, пропитанные густым битуминозным веществом, здесь называют идриалитом. Известна ассоциация киновари с зеленоватым органическим веществом – идриалином. Наблюдаются также выделения антрацита в виде прожилков и гнезд, иногда в ассоциации с кальцитом и киноварью.



Фиг. 20. Схема геологического строения района месторождения Идрица. По И. Млакору  
 1 – автохтонные отложения и I покров; 2 – II покров; 3 – III покров; 4 – IV покров; 5 – район месторождения Идрица; 6 – скважины, из которых отобраны пробы осадочного гипса; 7 – контур области развития гипсоносных отложений; 8 – границы тектонических покровов; 9 – разломы

По этому месторождению изотопный состав серы изучался на достаточно представительном материале (табл. 32). Изотопный состав сульфидной серы характеризуется значительным (от  $-5,3$  до  $8,6\%$ ) разбросом изотопных отношений серы, достигающим  $14\%$ , что свидетельствует о местном источнике сульфидной серы. Анализ геологического материала с точки зрения возможных генераторов сульфидной серы позволил выявить наличие гипсов и ангидритов в регионе. Изотопный состав серы этих осадочных сульфатов различен. Верхнепермские отложения содержат сульфаты с изотопным составом серы  $6,2 \div 9,6\%$ . Подобный изотопный состав характерен для серы эвапоритов пермского времени [21]. В сульфатах триасовых отложений определено  $\delta^{34}\text{S}$  17,7; 24,0 и  $28,7\%$ . Неоднородный и очень тяжелый состав серы в этих сульфатах свидетельствует об участии их непосредственно в процессах сульфатредукции. Следует однако отметить, что на хорошо разбуренной территории собственно месторождения гипсоносные отложения не известны. В то же время восточнее, в районе г. Ровте (фиг. 20), в нескольких километрах от месторождения установлена гипсоносная толща мощностью от 100–150 до 200 м. Гипс и реже ангидрит образуют прослойки и гнездообразные выделения в породах верхней перми и нижнего триаса. В работе [73] детально описаны гипсоносные отложения и показано, что фациальный состав пород Р<sub>3</sub>–Т<sub>1</sub> на рассматриваемой площади – от месторождения Идрица до района г. Ровте – заметно не изменяется. Поэтому отсутствие гипсов на территории самого месторождения, нам кажется, логично связать с последующим их удалением из разреза, в частности, в результате восстановления до сероводорода. О широком развитии органического вещества в породах и рудах этого месторождения, необходимого для процесса сульфатредукции, уже говорилось. Часть восстановленной серы, очевидно, участвовала в ртутном рудообразовании.

Т а б л и ц а 33. Изотопный состав серы в минералах некоторых ртутных и ртуть-содержащих блеклорудных месторождений Югославии

Минералы	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
<i>Месторождения альпийской зоны</i>	
Рудопроявление Мария Река	
киноварь	6,0
пирит I	7,3
пирит II	6,2
барит	8,6
Рудопроявление Трояне	
антимонит	4,0
Месторождение Св. Анна	
киноварь	20,0
гипс осадочный из отложений T <sub>2</sub>	12,0
<i>Месторождения пограничной зоны Динарид и Родоп</i>	
Месторождение Авала	
киноварь	-1,1; 2,8; 4,0; 4,9; 5,2; 5,2; 8,0
пирит	10,9; 14,0
барит	21,5; 22,8
Месторождение Таково	
киноварь	0,4
антимонит	0,2; 0,3; 0,4; 0,5
<i>Месторождения Динарид</i>	
Рудопроявление Яйче	
блеклая руда (Hg 6,9%)	-9,5
барит	0
гипс осадочный из отложений T <sub>1</sub>	9,5
то же из отложений P <sub>3</sub>	11,9
Рудопроявление Мрачай	
блеклая руда (Hg 5,2%)	-12,0
барит	11,9

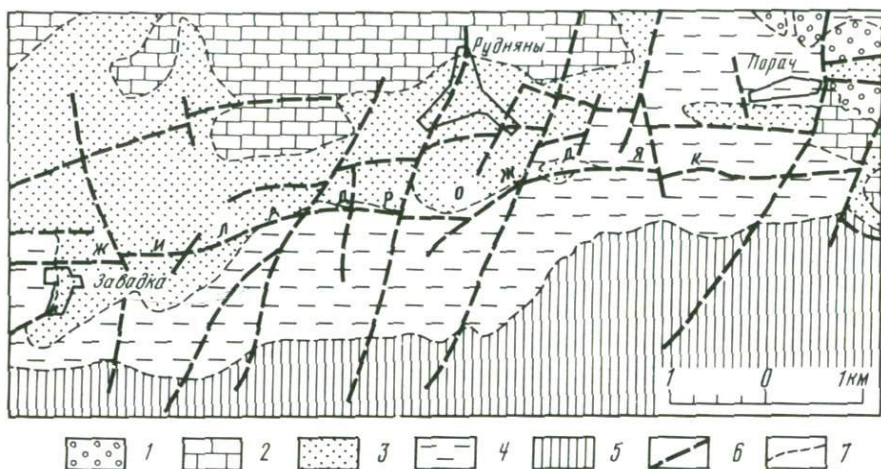
Кроме месторождения Идрия, нами проанализирован материал по более мелким ртутным и ртутьсодержащим блеклорудным месторождениям и рудопроявлениям Югославии, который представляет определенный интерес для более полного представления о распределении изотопов серы в различных ртутных месторождениях Средиземноморского рудного пояса. Результаты исследования изотопного состава серы в этих месторождениях (табл. 33) указывают на то, что сероводород, который связывал ртуть, возник за счет восстановления осадочных сульфатов. Общая геологическая ситуация в пределах каждого из этих месторождений вполне соответствует сделанному заключению. Эти материалы детально изложены в работе [73]. Здесь нам бы хотелось охарактеризовать две группы месторождений. Первая относится к тому классу месторождений, которому мы уделяем особое внимание — месторождениям листовинитового типа, приуроченным к гипербазитовым поясам. Это месторождения Авала и Таково. Они приурочены к массиву серпентинизированных гарцбургитов в пределах крупной зоны глубинных разломов, про-

тягивающейся в субмеридиональном направлении через всю Югославию. Массив по тектоническим нарушениям граничит с мощной терригенно-карбонатной толщей нижнего мела (сульфат которого, по-видимому, и зафиксирован в барите). Изотопный состав серы сульфидов, смещенный в сторону обогащения тяжелым изотопом и весьма неоднородный, безусловно свидетельствует о местном, сульфатном, источнике сульфидной серы, генерация которой происходила вблизи зоны рудообразования.

Вторая группа месторождений — ртутьсодержащие блеклорудные месторождения Яиче и Мрачай. В пределах этих месторождений нижнетриасовые и верхнепермские эвапориты характеризуются изотопным составом серы:  $\delta^{34}\text{S} \ 9 \div 12\text{‰}$ . В то же время сульфидная сера блеклых руд (по двум анализам) имеет значения  $\delta^{34}\text{S} \ -9 \div -12\text{‰}$ . Подобная картина распределения изотопных отношений в сульфатной и сульфидной сере может объясняться особенностью условий сульфатредукции, поскольку формирование руд происходило вблизи поверхности и сера могла неоднократно проходить через стадии окисления и восстановления; во всяком случае, находка барита с  $\delta^{34}\text{S} = 0$  прямо указывает на образование сульфата за счет окисления сульфидной серы.

**Месторождение Рудняны.** Это месторождение расположено в пределах Спишско-Гемерского Рудогорья — стабильного блока в пределах Средиземноморской альпийской складчатой области, подвергнувшись воздействию мезозойской активизации. Месторождение уникально по своему составу: в нем совмещены различные типы оруденения, имеющие при этом промышленное значение, — сидеритовый, баритовый, халькопиритовый и блеклорудный (швацитовый) с киноварью. Я.Г. Бернгард (1963 г.; Bergard, 1961 г.) выделял здесь семь стадий минерализации и указывал, что месторождение сформировалось в четыре эпохи рудообразования. Собственно сидеритовое оруденение на некоторых месторождениях Спишско-Гемерского Рудогорья (Нижна Слана) рассматривается как первично-осадочное (т. е. палеозойское), а одна из выделенных Я.Г. Бернгардом эпох рудообразования на месторождении Рудняны (третья турмалиновая) имеет региональное распространение и проявилась в связи с мезозойскими гранитами. Киноварно-блеклорудное оруденение — наиболее позднее; по последним данным Б. Цамбела и др., его возраст оценивается в 140 млн. лет. Все это указывает на то, что рудообразование на месторождении Рудняны представляло собой, по-видимому, весьма длительный процесс и обязано своим происхождением проявлению нескольких металлогенических эпох. О геологическом строении месторождения можно судить по геологической карте и разрезу, приведенным на фиг. 21 и 22. Следует особо отметить широкое развитие в районе месторождения пермских красноцветных отложений (конгломератов и песчаников) с гнездами и линзами гипсов и ангидритов.

Все сидеритовые месторождения Спишско-Гемерского Рудогорья приурочены к Северной и Южной близширотным рудным зонам, расположенным в пограничных частях Рудогорья. Киноварно-швацитовое оруденение проявлено лишь в некоторых из сидеритовых месторождений. Наиболее крупное из них — месторождение Рудняны (Северная зона), среди остальных (значительно меньших по масштабу рудного оруденения) можно указать месторождение Рожнява (Южная зона).



Фиг. 21. Геологическая карта месторождения Рудняны (Копецн<sup>у</sup>, 1973 г.)

1–5 – отложения: 1 – палеогеновые, 2 – мезозойские, 3 – пермские, 4 – каменноугольные, 5 – раковецкая серия; 6 – разломы; 7 – стратиграфические границы

Результаты наших исследований изотопного состава серы в минералах месторождения Рудняны и в меньшей мере других месторождений сведены в табл. 34; частично они опубликованы в статье Б. Цамбела, который вместе со своими коллегами проводил изотопные исследования серы на месторождении Рудняны [128]. Изотопный состав сульфидной серы отличается заметной неоднородностью (см. табл. 34); наши материалы и данные Б. Цамбела и др. показывают, что разброс значений  $\delta^{34}\text{S}$  на месторождении Рудняны составляет  $15,6\text{‰}$  (в эти же пределы попадают значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов и других рассматриваемых месторождений). Это указывает на местный источник сульфидной серы.

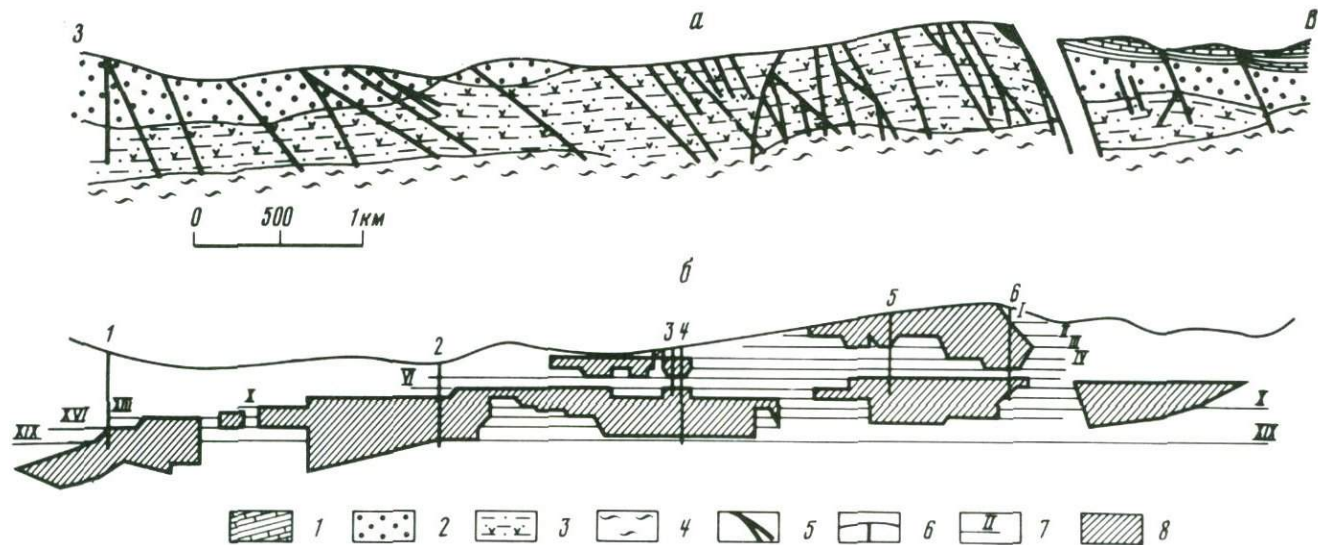
Весьма показателен изотопный состав серы баритов:  $\delta^{34}\text{S}$  в подавляющем числе проб (по нашим данным и данным Б. Цамбела) составляет  $13\div 15\text{‰}$  и соответствует аномальному составу сульфатной серы пермского моря; именно такой состав зафиксирован в сере гипсов этих отложений за пределами месторождения (см. табл. 34). Единичные более высокие значения  $\delta^{34}\text{S}$  в баритах ( $16\div 18\text{‰}$ ), приведенные в работе Б. Цамбела и др. [128], очевидно, обязаны утяжелению серы пермских сульфатов в ходе их эпигенетического восстановления. Роль сульфатов пермских красноцветных отложений в формировании баритового оруденения на месторождении Рудняны отчетливо следует и из рассмотрения материалов по его геологическому строению (см. фиг. 21). Она проявляется весьма наглядно, если сравнить области распространения пермских отложений и баритовой минерализации; на фиг. 22 это сделано на примере жилы Дрождяк. На роль пермских отложений в образовании баритовой минерализации обращали внимание Ц. Варчек и другие словацкие исследователи. Все эти данные – геологические и изотопные – однозначно свидетельствуют об участии подземных вод пермских отложений в формировании месторождения Рудняны. К этому следует добавить результаты исследования газово-жидких включений, выполненного А.С. Бо-

Т а б л и ц а 34. Изотопный состав серы в минералах блеклорудных месторождений Спишско-Гемерского Рудогорья

Месторождение; место отбора проб	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰
<b>Рудняны</b>		
Жила Дрождяк		
Х горизонт (333 м)	Блеклая руда	-4,5
XIII горизонт (258 м)	То же	-2,6
XVI горизонт (183,5 м)	"	-7,5; -2,7
Груба жила		
475,3 м	"	-3,2
XIII горизонт (250 м)	"	-0,7
XVI горизонт (177,3 м)	"	-3,6; -0,1
Жила Дрождяк		
	Киноварь	1,4; 3,5; 3,65; 4,3
	Пирит	2,0; 5,0
	Халькопирит	3,5; 5,0
	Барит	13,2; 13,8; 14,0; 14,1; 14,5
	Гипс осадочный из отложений Р	13,0; 14,0
<b>Рожнява</b>		
Жила Мария		
VI горизонт (180,9 м)	Блеклая руда	6,5
VIII горизонт (79,9 м)	То же	4,2
IX горизонт (31 м)	"	4,1
	Халькопирит	4,5
<b>Словинка</b>		
	Блеклая руда	-0,8
<b>Нижна Слана</b>		
	То же	3,8
<b>Гельница</b>		
	"	4,1
	Халькопирит	2,8

рисенко. Им проанализированы кварцы из минеральных парагенезисов, принадлежащих различным эпохам рудообразования, а также киноварь. Установлено, что состав и концентрация растворов, участвующих в рудообразовании, на протяжении длительного и сложного пути развития месторождения практически не менялись. Они представляли собой весьма концентрированные (19–25%) хлоридно-натриево-кальциевые растворы. Это свидетельствует об определяющей роли рассольных вод пермских гипсоносных отложений в формировании разновозрастного и разнотипного оруденения месторождения Рудняны.

**Ргутная провинция Северного Алжира.** Изучение месторождений этой провинции проводилось совместно с И.Н. Титовым и В.П. Федорчуком [73]. Они расположены в пределах складчатой системы Тельского Атласа, в ее внутренней зоне. Эта зона имеет сложное строение; наиболее полное ее описание приведено в работе Дюран Делга (Durand Delga, 1969 г.). По его данным, она расположена на стыке двух крупных структур: древних Кабильских массивов на севере и зоны Известняковой гряды (Кабильский Дорсаль) на юге (фиг. 23). Кабильские массивы сложены комплексом древних кристаллических пород. Кабильский Дорсаль представлен в основном терригенными и карбонатными породами Р-Р<sub>2</sub>.



Фиг. 22. Продольный геологический разрез рудной жилы Дроздяк (а) и распределение баритовой минерализации в ее плоскости (б). По И. Ройковичу и Я. Михалову

1 — триасовые отложения (известняки и сланцы); 2 — пермская гипсоносная красноцветная толща (конгломераты и песчаники); 3 — каменноугольные породы (графитовые сланцы, филлиты, диабазы, туффиты и конгломераты); 4 — девонские (?) отложения раковецкой серии (серпичитовые филлиты); 5 — разломы; 6 — шахты; 7 — рудничные горизонты; 8 — участки развития баритовой минерализации

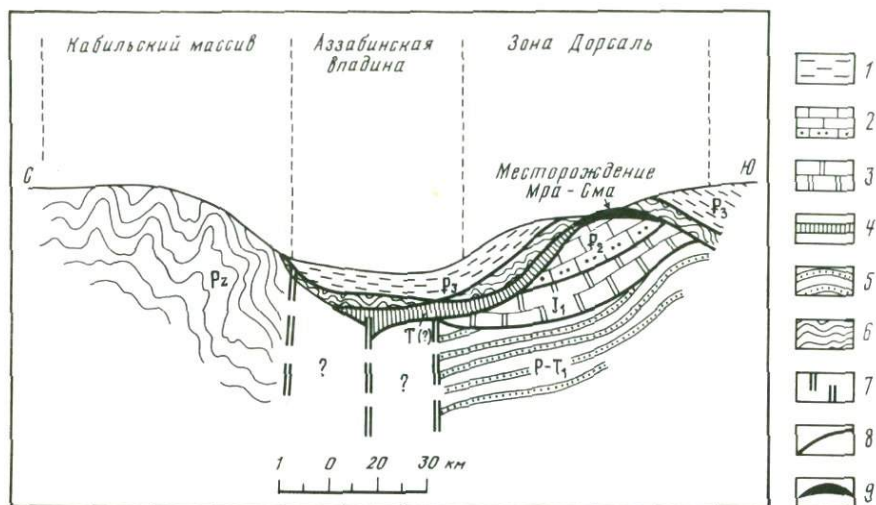
Т а б л и ц а 35. Изотопный состав серы в минералах ртутных и ртутно-полиметаллических месторождений Северного Алжира (Телльский Атлас)

Месторождение	Минерал	$\delta^{34}S, \text{‰}$
Рас-Эль-Ма	Барит из ртутных руд	17,3
Мра-Сма	Киноварь	3,3
	Барит	14,9
	Алунит	0,3
Исмаил	Киноварь	3,9
	Метациннабарит	2,5
Гениша	Галенит	-1,5; -2,7
	Киноварь	-0,8; 1,2; 1,9; 5,9
	Гипс гидротермальный, содержащий включения киновари	15,9
	Гипс осадочный из отложений T в районе месторождения	16,7
За пределами месторождений	Ангидрит осадочный из отложений T	14,3
	Гипс осадочный из отложений N	12,2

К северу и югу от Дорсаля развиты флишевые отложения  $J_2$ – $P_3$ . На границе древних Кабильских массивов и Кабильского Дорсаля предполагается существование крупной зоны глубинных разломов, перекрытой отложениями наложенной Аззабинской впадины. Именно к этой зоне и оперяющим ее нарушениям тяготеет большая часть ртутных месторождений. Положение рассматриваемых месторождений в структурах Телльского Атласа схематично показано на разрезе (см. фиг. 23). Подробнее этот вопрос рассмотрен в [73].

Результаты изучения изотопного состава сульфидной серы в минералах ртутных месторождений (табл. 35) показали, что ее состав мало отличается от состава метеоритной серы. Однако это не позволяет сделать определенного заключения об источнике сульфидной серы в рудах месторождения. Что же касается изотопного состава серы гидротермальных сульфатов, то он в точности отвечает составу серы осадочных гипсов и ангидритов (за исключением образца алунита), широко развитых в триасовых и неогеновых отложениях района. Наиболее значительны по мощности и распространенности гипсоносные отложения триаса. Мощность их составляет многие десятки и сотни метров, а собственно гипсов — десятки метров. Выходы гипсоносных пород прослеживаются с запада на восток по всей Северной Африке от Марокко до Туниса. Важно указать, что полоса распространения ртутных месторождений располагается в пределах развития гипсоносных отложений.

Не приходится сомневаться в том, что гидротермальные сульфатные минералы образовались в результате переотложения осадочных сульфатов. Вероятно, в рассматриваемом случае осадочные сульфаты явились источником сульфидной серы, зафиксированной в составе рудных сульфидов. Генерация сероводорода в районе продолжается и в настоящее время. Так, например, в скважинах, пробуренных на площади месторождений и за их пределами, отмечаются выходы субтермальных вод иногда со значительным



Фиг. 23. Схематический разрез района ртутного месторождения Мра-Сма в Северном Алжире. Составлен с использованием данных Д. Дельга (Delga, 1968 г.)

1 – Нумидийский покров, верхнепалеогеновые глины и песчаники; 2, 3 – комплекс Дорсаль: 2 – среднепалеогеновые песчаники и известняки, 3 – нижнеюрские доломиты; 4 – триасовые (?) гипсосодные глины; 5 – пермо-триасовая толща красноватых песчаников и аргиллитов; 6 – нижнепалеозойские гнейсы, метаморфизованные известняки, слюдястые и хлорит-серпичитовые сланцы; 7 – предполагаемая зона глубинного разлома; 8 – границы покровов; 9 – рудная залежь

количеством сульфатов и газлирующих сероводородом. Причиной восстановления сульфатов является их контакт с битуминозными породами. Известно, что гидротермально измененные породы вокруг рудных тел отличаются значительной битуминозностью и внешне выделяются темным цветом по сравнению со светлыми неизмененными породами; в покровной структуре рудного поля одна из "чешуй" представлена нижнепалеозойскими породами с широким развитием углисто-глинистых сланцев.

Ртутная провинция Большого Донбасса. Первое исследование изотопного состава серы Никитовского рудного поля принадлежит В.И. Виноградову (1963 г.). Впоследствии нами совместно с ним было проведено дальнейшее исследование изотопного состава серы минералов этого рудного поля, а также изучено солянокупольное Славянское рудопроявление и Степковский купол (табл. 36). Позднее исследования изотопного состава серы этой провинции проводили Б.С. Панов, Б.А. Корчамагин, И. Пилот с соавторами (1974, [38, 83]) и др.

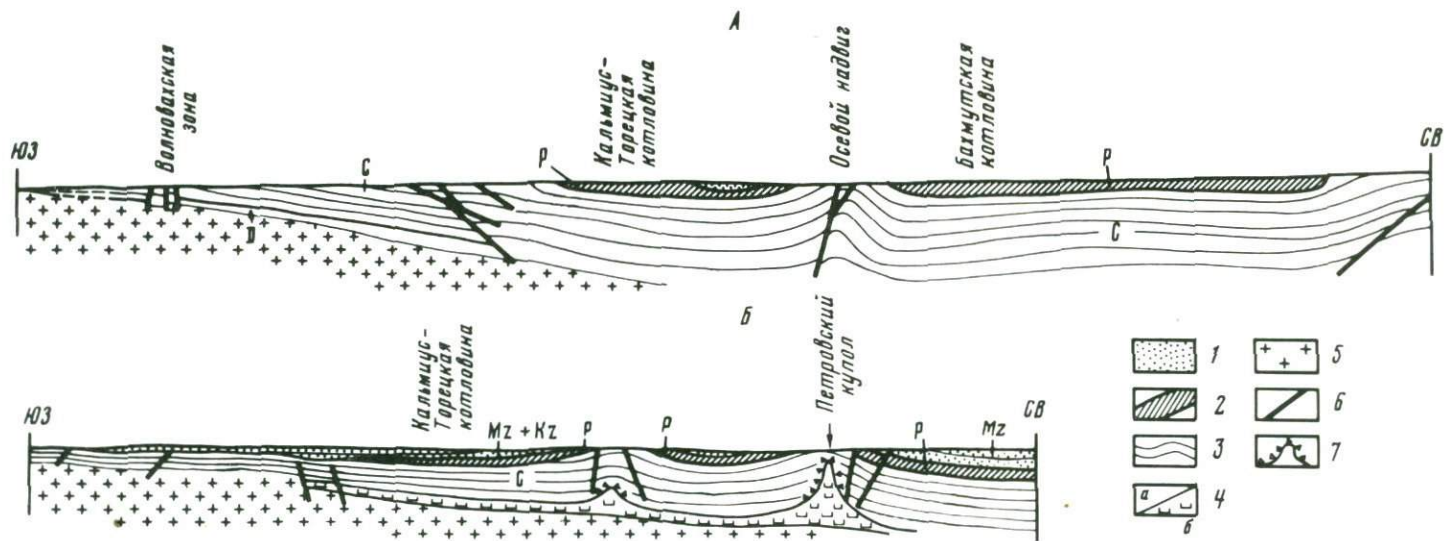
Никитовское рудное поле в плане решения вопроса об источнике серы в ртутных месторождениях представляется весьма неблагоприятным объектом в связи с однородностью и близостью изотопного состава серы сульфидов составу серы метеоритного троилита, что не позволяет с позиции изотопной геохимии однозначно решить вопрос об ее источнике. Такой изотопный состав согласуется с представлением о мантийном происхождении сульфидной серы. Именно так он и рассматривается в работах Б.С. Панова с соавторами. Мы [73] предлагаем другой вариант интерпретации, поскольку такой состав серы не противоречит и представлению об участии в гидротер-

Т а б л и ц а 36. Изотопный состав серы в минералах ртутных месторождений и рудопроявлений Донецкого бассейна

Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
<b>Главная Донецкая антиклиналь</b>	
<i>Никитовское рудное поле</i>	
Киноварь	-1,7; -1,1; -0,1; 1,2; 1,2; 2,5
Антимонит	-2,3
Пирит	1,2
Барит	8,7; 18,5
<i>Нагольный Кряж, Грековский участок</i>	
Киноварь	-4,5
<b>Днепрво-Донецкая впадина</b>	
<i>Славянское рудопроявление (Адамовский соляной шток)</i>	
Киноварь	13,6
Галенит	10,8
Пирит	8,0; 10,5
То же из брекчии	21,8
Сера самородная из брекчии кепрока	20,9; 24,9
Барит	30,7
Ангидрит из отложений Р <sub>1</sub>	12,5
Гипс из тех же отложений	9,3
<i>Степковский купол</i>	
Гипс из брекчии кепрока	18,4; 32,9; 33,6

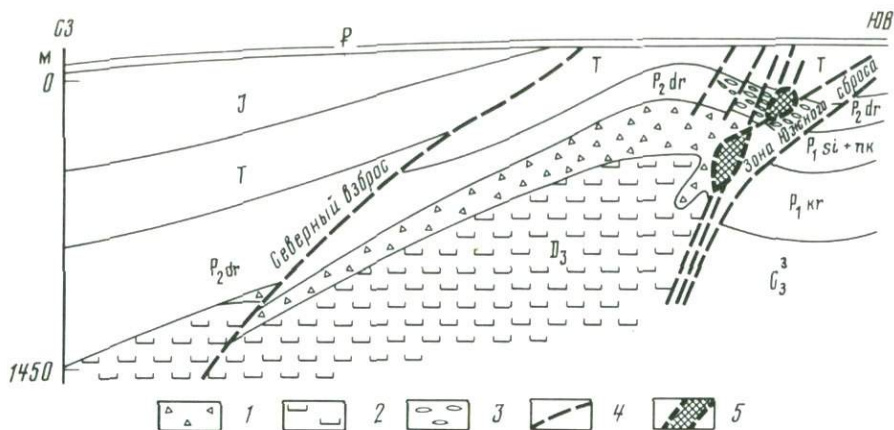
мальном рудообразовании сероводорода нефтяных вод. Рассмотрим с этих позиций более детально геологические и изотопные данные. Региональное положение рассматриваемых месторождений и рудопроявлений хорошо видно на схематических разрезах (фиг. 24). Осевой надвиг (см. фиг. 24, А) фиксирует положение Никитовского рудного поля и месторождений Дружковско-Константиновской антиклинали. Положение Славянской солянокупольной структуры аналогично положению Петровской структуры, показанной на разрезе фиг. 24, Б.

Рассмотрим в первую очередь данные по Славянскому рудопроявлению, расположенному в пределах одноименной солянокупольной структуры в Бахмутской котловине. Для дальнейшего обсуждения важно отметить, что в строении котловины принимает участие нижнепермская галогенная формация мощностью более 1000 м с пластами гипсов и ангидритов (Левенштейн, 1966 г.; Корневский, Бобров и др., 1968 г.). Другим важным обстоятельством является установленная нефтегазоносность пермских отложений (Корневский, Бобров и др., 1968 г.). Уже материал по геологическому строению района рудопроявления позволяет предполагать значительную роль пластовых вод в рудообразовании (фиг. 25). Внедрение соляного штока сопровождалось интенсивным брекчированием и образованием тектонических нарушений. Зона соляного штока оказалась очагом разгрузки напорных вод, причем одновременно могли быть вскрыты различные горизонты подземных вод; это создавало благоприятную обстановку для смешения различных вод и минералообразования. Об этом же свидетельствуют результаты анализа изотопного состава серы минералов Славянского



Фиг. 24. Схематические геологические разрезы западной части Донецкого бассейна. Составлены по данным М.Л. Левенштейна, И.Р. Белоуса, П.П. Водопьянова

А — район Осового надвига; Б — район Петровского соляного купола. 1 — мезо-кайнозойские и мезозойские отложения; 2 — пермская толща с гипсоносными и соленосными прослоями; 3 — каменноугольные песчано-глинистые породы с прослоями известняков и пластами углей; 4 — девонские отложения (а — вулканогенно-осадочные, б — соленосные); 5 — докембрийские кристаллические породы; 6 — тектонические нарушения; 7 — брекчия кепрока



Фиг. 25. Геологический разрез через Славянское месторождение. По данным В.И. Китыка, И.Р. Белоуса, Б.В. Долишного и др. (1981 г.)

1 – брекчия кепрока; 2 – каменная соль; 3 – битумные тела; 4 – тектонические нарушения; 5 – рудная зона

рудопроявления (см. табл. 36). Сульфатная сера из брекчии соляных штоков резко обогащена тяжелым изотопом; это свидетельствует об интенсивной редукции сульфатов. В то же время значительный разброс значений изотопного состава сульфатной серы в брекчии кепрока ( $\delta^{34}\text{S}$  от 18 до 33‰ для Степковского купола) говорит о локальном проявлении сульфатредукции, происходившей непосредственно в зоне соляного штока. Эти особенности восстановления сульфатов сказались на изотопном составе самородной и сульфидной серы. От отличается общим значительным обогащением тяжелым изотопом и большим разбросом изотопных отношений. Эти данные с несомненностью указывают на сульфатный источник сульфидной серы. Наиболее вероятно предположить, что сероводород возникал непосредственно в зоне соляного штока в процессе восстановления сульфатов при участии органических веществ нефтяного ряда. Локальная битуминозность брекчированных пород и выделения битумов в районе соляных штоков вплоть до взаимного прорастания киновари и битумов (Кузнецова, 1970 г.; Кирикилици и Ласков, 1970 г.; Диденко, 1985 г.; Ивантишина, Шумлянский, 1985 г.; и др.) свидетельствуют о притоке битумов в ослабленные зоны структур. Участки генерации сероводорода служили ловушками для таких халькофильных элементов, как ртуть, свинец, цинк, железо и др. К такому же выводу об образовании сульфидов этих металлов в брекчии кепроков соляных куполов (в связи с рассмотрением миграции углеводородов и процессов восстановления сульфатов) пришли С.М. Корневский, В.П. Бобров и др. (1968 г.) на основании общегеологических и литологических данных.

Таким образом, проведенные исследования изотопного состава серы вместе с геологическими данными позволяют полагать, во-первых, что в формировании оруденения Славянской солянокупольной структуры принимали участие пластовые воды нефтяного типа, что вполне согласуется с геологическим положением этой структуры, и, во-вторых, что сера сульфидов образовалась за счет восстановления осадочных сульфатов не-

посредственно в зоне соляного штока, проходившего при участии органического вещества.

О составе рудообразующих растворов можно судить по данным изучения газово-жидких включений, предпринятого Б.В. Зачихой, О.И. Петреченко, Б.В. Долишним и В.А. Ласьковым (1973 г.) Эти растворы представляют собой нефтяные воды рассольного типа. Они имеют хлоридно-натриево-кальциевый состав; минерализация вод достигает 500–600 г/л. Исключительно интересен газовый состав включений, в которых, помимо  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ , определены также углеводороды ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$  и др.).

Возвращаясь к рассмотрению данных по изотопному составу серы в рудах Никитовского рудного поля, следует указать, что рудное поле так же, как ртутьносные солянокупольные структуры и ртутные месторождения Дружковско-Константиновской антиклинали, контролируются единой системой глубинных разломов, а это позволяет предполагать существование между ними определенного генетического родства. И так же, как структуры, связанные с соляными куполами, структуры Никитовского рудного поля и Дружковско-Константиновской антиклинали во время рудообразования были областями разгрузки подземных вод пермских гипсоносных и нефтеносных отложений Бахмутской котловины.

Это отчетливо следует из геологического положения месторождения в региональном плане. Показанная на фиг. 24,А структура (Осовой надвиг), соответствующая району Никитовского рудного поля и Дружковско-Константиновской антиклинали, ко времени рудообразования уже существовала, поскольку время проявления орогенической фазы, которая привела к воздыманию центральной части Донецкого бассейна, оценивается как верхнекаменноугольное или моложе швагеринового горизонта нижней перми (Нестеренко, 1961 г.), а нижний возрастной предел ртутного оруденения, по геологическим соображениям и данным абсолютного возраста, считается верхнепермским–триасовым (Кузнецова, Скаржинский, 1966 г.). Непосредственно на ртутных месторождениях пермские отложения эродированы; они либо слагают крылья рудоносной Дружковско-Константиновской антиклинали, либо примыкают к складчатому сооружению Главного антиклинала в районе Никитовского рудного поля. На участие в рудообразовании нефтяных вод пермских отложений указывает также присутствие в рудах Дружковско-Константиновской антиклинали различных битумов вплоть до жидкого нефтеподобного вещества; часто наблюдается сростание битумов с кинноварью (Кузнецова, Руденко, Скаржинский, 1967; Ивантишина, Шумлянский, 1985 г. и др.). Из двух проанализированных образцов барита из Никитовского рудного поля один имеет изотопный состав ( $\delta^{34}\text{S} 8,7^0/00$ ), близкий составу серы гипсоносной нижнепермской толщи ( $9,3$ ;  $12,5^0/00$ ), а второй – более утяжеленный ( $18,5^0/00$ ), по-видимому, возникший вследствие энергичных процессов сульфатредукции.

Однородность изотопного состава серы сульфидов Никитовского месторождения и его близость составу серы метеоритного троилита не противоречит представлению об участии сероводорода нефтяных вод в ртутном рудообразовании. Известно, что изотопный состав сероводородной серы нефтеносных горизонтов чрезвычайно однороден и выдерживается на огромных площадях; он может быть положительным, реже отрицательным и часто оказывается близким, а иногда и в точности равным изотопному

составу серы метеоритного троилита [21]. Можно предположить, что такой сероводород сформировался в нефтеносных горизонтах Бахмутской котловины, что, в свою очередь, предопределило и "метеоритный" изотопный состав серы в сульфидах Никитовского месторождения. Таким образом, геологические и минералогические данные по Никитовскому месторождению не противоречат предположению об участии в рудообразовании коровой серы.

В последнее время появились данные об изотопном составе серы в минералах Донецкого ртутного рудопроявления, расположенного в южном крыле Кальмиус-Торецкой котловины [83], которые однозначно свидетельствуют о сульфатном источнике серы сульфидов этого месторождения. Особо следует подчеркнуть, что выявленные здесь, кроме того, особенности изотопного состава кислорода и углерода кальцитов указывают на доминирующую роль погребенных морских и метеорных вод в формировании рудных парагенезисов (при некоторой доле глубинной составляющей, как полагают Б.С. Панов и др. [83]).

И наконец, определения изотопного состава серы киновари Волновахского (Восточно-Доломитного) ртутного рудопроявления [73], расположенного в южном борту Кальмиус-Торецкой впадины в зоне сочленения с Приазовским кристаллическим массивом (см. фиг. 24, А), показали значительное обогащение сульфидной серы легким изотопом. Учитывая особенности выделения здесь киновари (в глинистом материале карстовых полостей), можно предположить, что появление столь легкого изотопного состава серы связано с процессами циклического окисления и восстановления в условиях кислородсодержащих вод карстовых полостей; необходимое для этого ограниченное вещество присутствует в глинистом материале, выполняющем карстовые полости.

**Закарпатская провинция.** В пределах Закарпатья промышленное ртутное оруденение известно пока лишь в пределах Вышковского рудного поля. Изотопный состав серы минералов этого поля приведен в более ранней работе [64]. Было показано, что все сульфиды независимо от времени их выделения обладают сходным изотопным составом серы, близким к составу метеоритного троилита (табл. 37). Что же касается сульфатной серы барита, исключительно обогащенной тяжелым изотопом ( $\delta^{34}\text{S}$  38<sup>0</sup>/<sub>00</sub>), то она могла заимствоваться лишь из подземных вод, содержащих сульфатную серу, извлеченную из осадочных пород. Если полагать, что сульфидная и сульфатная сера рудообразующего раствора генетически взаимосвязаны, то нетрудно объяснить происхождение однородной по своему изотопному составу сульфидной серы биогенным восстановлением сульфатов в подземных водах.

Анализ известных геологических и минералогических материалов не противоречит такому предположению. Вышковское рудное поле расположено в пределах Чоп-Вышковского горстообразного поднятия донеогенового фундамента и приурочено к узлу пересечения глубинных разломов. Это горстообразное поднятие ограничивает с юго-запада одну из впадин Закарпатского внутреннего прогиба — Солотвинскую. Закарпатский прогиб сложен мощной толщей молассовых и вулканогенно-осадочных отложений миоцен-плиоценового возраста. Среди миоценовых пород прогиба известны гравелиты с глинисто-ангидритовым цементом и соляные отло-

Т а б л и ц а 37. Изотопный состав серы в минералах Вышковского и Береговского рудных полей Закарпатской провинции

Рудное поле	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	
Вышковское	Пирит	0,0	
	Сфалерит	-0,4	
	Метациннабарит	-2,1	
	Марказит	-5,9	
	Киноварь	-2,2	
	Барит	38,1	
Береговское			
	Беганьский участок	Алунит	-2,1; -1,8; 3,0
		Барит	18,0
Береговский „	Алунит	3,3; 5,7	

жения с включениями гипсов и ангидритов. Кроме того, Закарпатский прогиб в целом рассматривается как крупная неогеновая нефтегазоносная структура (Лазаренко, Гнилко, Зайцева, 1968 г.). Поскольку эти структуры уже существовали ко времени рудообразования (Мерлич, 1958 г.). Чопско-Вышковское поднятие, осложненное тектоническими нарушениями разного порядка и блоковыми перемещениями, являлось областью разгрузки подземных вод нефтеносного Закарпатского прогиба. О возможном участии нефтяных вод в формировании ртутного оруденения Вышковского рудного поля свидетельствует наличие в рудах органических образований: нефтей, мальт, асфальтов, гумино- и оксикеритов, парафинов, кергиситов, карпатитов и т.д. (Мерлич, 1958 г.; А. Коржинский, Калиш, 1976 г.; Зацixa, Квасница, Галий, Матковский, 1984 г.; Диденко, 1985 г.; Ивантишина, Шумлянский, 1985 г.; и др.); описаны также включения битумоидов по зонам роста кристаллов киновари.

Как уже отмечалось, изотопный состав сероводородной серы нефтяных вод весьма однороден и в частном случае может быть в точности равен составу серы метеоритного троилита. Такой же "метеоритный" изотопный состав серы, как и в сульфидах Вышковского рудного поля, зафиксирован в алунитах Береговского и Беганьского участков Береговского рудного поля (см. табл. 37), приуроченного, подобно Вышковскому, к Чоп-Вышковскому горстообразному поднятию, примыкающему к Закарпатскому прогибу (Мукачевской впадине). По-видимому, образование здесь алуцитов происходило в самых приповерхностных зонах за счет окисления сероводорода, который образовался при восстановлении сульфатов морского происхождения и выделялся вместе с вулканическими газами. Сульфат, близкий по составу морскому, по-видимому, зафиксирован в барите ( $\delta^{34}\text{S} 18,0\text{‰}$ ).

Таким образом, как геологические, так и изотопные данные позволяют наряду с ювенильной гипотезой считать полноправной гипотезу о первично-сульфатном источнике серы в гидротермальном ртутном рудообразовании Закарпатской провинции.

Кавказская ртутная провинция. Материалы по изотопному составу серы минералов ртутных месторождений этой провинции до-

Т а б л и ц а 38. Изотопный состав серы в минералах ртутных месторождений и рудопроявлений Кавказа

Месторождение, рудопроявление	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰
Северо-Западный Кавказ		
Перевальное	Киноварь	-1,6
Красноаульское	"	-5,7
Фонарское	"	-5,0
Хамышкинское	Барит	14,7
Главный Кавказский хребет		
Цесское	Киноварь	-0,5
Эрцо	"	6,3
Чордское	Барит	19,0
Малый Кавказ		
Шорбулах	Киноварь	-2,5
	Барит	24,5
Агятаг	Киноварь	-6,2; 3,6; 4,5
Эйванское	"	-5,7
Левчайское	"	-1,8
Жан-Ахмет	"	-14,3
Сараландж	"	2,4

вольно ограничены (табл. 38). Они относятся к месторождениям Северо-Западного, Большого и Малого Кавказа.

Изотопный состав серы баритов Шор-Булахского и Чордского месторождений близок составу серы океанического сульфата, а изотопный состав серы барита Хамышкинского месторождения соответствует составу сульфатной серы пермского моря. Последнее, по-видимому, не случайно, так как ртутное оруденение Хамышкинского месторождения частично локализуется в известняках верхней перми, и в рудообразовании могли участвовать захороненные воды пермского моря. Следует указать, что бариты этого месторождения "пропитаны" тонкорассеянной вкрапленностью киновари, так что их совместное образование не вызывает сомнений, и источник серы в этом случае, очевидно, был единый (первично-сульфатный).

Изотопный состав сульфидной серы, по нашим данным [64, 73] и данным В.Б. Черницына, А.В. Нетребы, В.И. Буачидзе и др. [113], в целом довольно однороден и в общем несколько сдвинут в сторону его облегчения по сравнению с серой метеоритного стандарта. Это не позволяет по изотопным данным однозначно решить вопрос об источниках серы в рудах этих месторождений: ими в равной степени могут быть и глубинные, мантийные, очаги, как полагают В.Б. Черницын с соавторами [113], и коровые генераторы сульфидной серы.

Некоторые, более определенные, соображения об источнике серы могут быть высказаны для ртутных месторождений Северо-Западного Кавказа, если привлечь геолого-геохимические данные. В первую очередь здесь следует обратить внимание на материалы В.С. Балицкого (1966 г.), А.И. Германова, Л.А. Банниковой и др. (1972, 1973 гг.). В.С. Балицкий указывал на повсеместную ассоциацию битумов с ртутным и ртутно-сурь-

мяным орудением; кроме того, он отмечал, что песчано-глинистые породы на площади всего региона характеризуются повышенной битуминозностью и содержат ряд небольших проявлений нефти и газа. В итоге он полагает, что размещение битумсодержащих ртутных месторождений в окраинной зоне нефтегазоносной провинции и перераспределение битумов под воздействием гидротермальных растворов свидетельствуют о том, что битумы заимствованы из вмещающих пород. Детальные исследования изменения битумоидов в зоне киноварной минерализации на Северо-Западном Кавказе, выполненные А.И. Германовым, Л.А. Банниковой и др., показали, что в результате взаимодействия органического вещества вмещающих пород с гидротермальными растворами происходило окисление битумоидов. Оно не могло происходить под влиянием гидротермального раствора, исходно обогащенного сероводородом, так как это было бы зафиксировано в составе битумоидов. Условием, необходимым для их окисления, является поступление серы в сульфатной форме. В этом случае взаимодействие битумоидов с сульфатсодержащими растворами приводит к окислительно-восстановительным реакциям, в ходе которых органическое вещество, окисляясь, восстанавливает сульфатную серу до сульфидной, что и является причиной рудоотложения. Об участии нефтяных вод в ртутном рудообразовании свидетельствует также установленная нами ассоциация киновари и тинкалконита (Сахалинское месторождение); этот минерал — характерное образование грязевого вулканизма, а его проявление на территории Северного Кавказа, как убедительно показал А.М. Овчинников, связано с нефтяными водами этой провинции. На этом примере хорошо видно, что в случае "метеоритного" состава сульфидной серы по одним только изотопным данным нельзя определенно решить вопрос об источнике серы в ртутном рудообразовании; только привлечение других данных — геологических, минералогических и геохимических — может помочь решению этой задачи.

**Ртутные месторождения Кугитанга.** Здесь известна серия комплексных ртутно-полиметаллических месторождений, приуроченных к Кугитангской антиклинали. Изотопный состав серы руд этих месторождений (табл. 39) характеризуется значительным обогащением сульфидов тяжелым изотопом серы и большим разбросом значений  $\delta^{34}\text{S}$  сульфатной и сульфидной серы, что не оставляет сомнения в широком участии в рудообразовании сульфидной серы, возникшей путем биогенного восстановления сульфатов морского происхождения [64]. Последующие исследования В.И. Виноградова [20] позволили реконструировать палеогидрогеологическую обстановку этого региона ко времени рудообразования и показать, что кугитангские месторождения расположены в борту мезозойской впадины, в разрезе которой широко представлены гипсоносные отложения нижнего мела и развиты сероводородсодержащие нефтяные воды. Их разгрузка в пределах Кугитангской антиклинали обеспечивала поступление серы в сферу рудоотложения, которая связывалась в сульфиды и сульфаты ртутно-полиметаллических месторождений; как результат их воздействия, породы в пределах месторождений интенсивно пропитаны битумами. В настоящее время аналогичный процесс происходит в ядре Гаурдакской купольной структуры, где разгружаются сероводородсодержащие нефтяные воды мезозойской впадины

Т а б л и ц а 39. Изотопный состав серы в минералах месторождений хр. Кугитанг

Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰
Киноварь	14,0; 22,9
Галенит	6,0; 7,9; 10,6; 10,9
Барит	6,3; 14,9; 21,6; 24,3

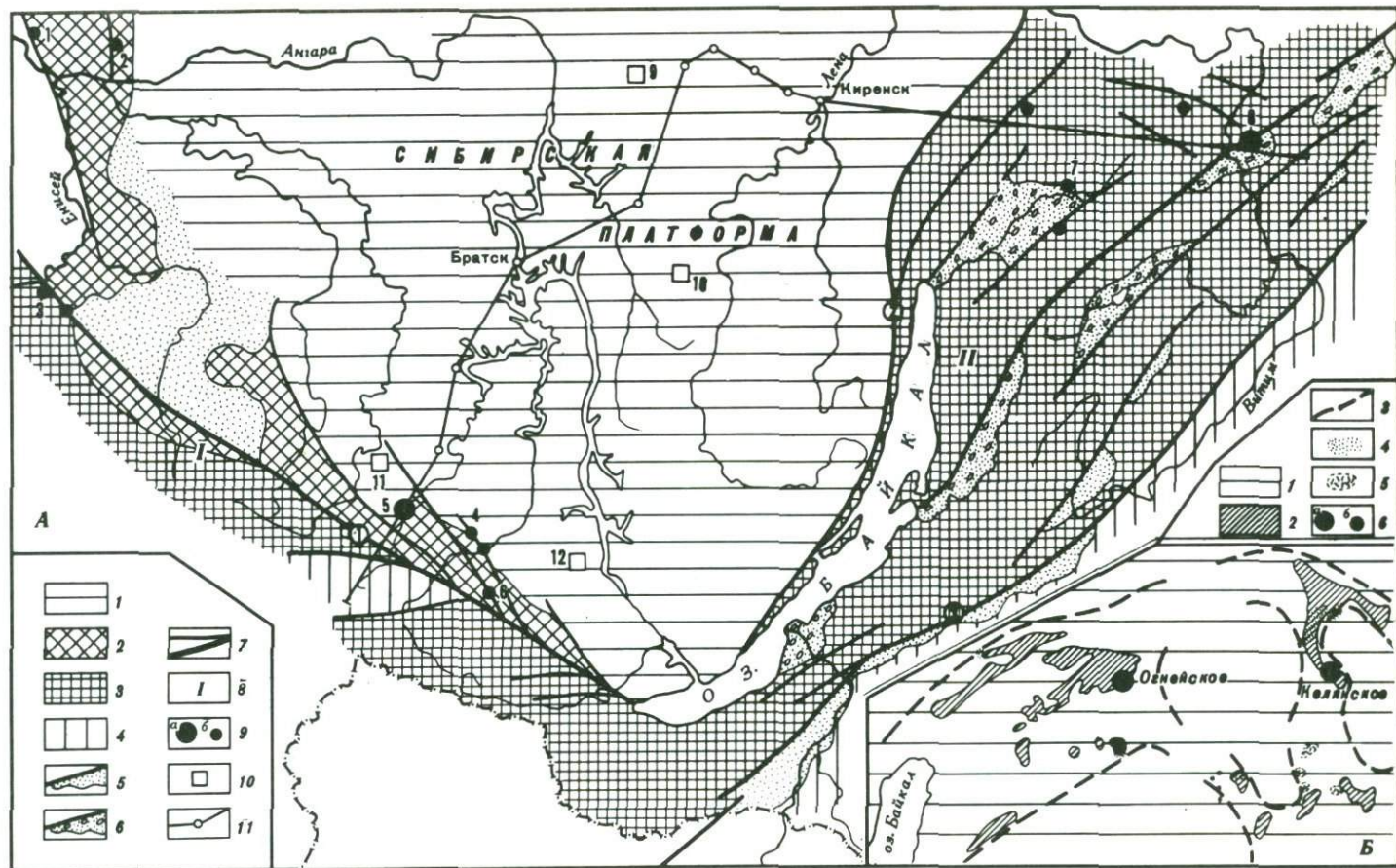
и за счет сероводорода формируется месторождение самородной серы; отмечается близость изотопного состава в новообразованиях Гаурдакской структуры и минералах ртутно-полиметаллических месторождений Кугитанга [20].

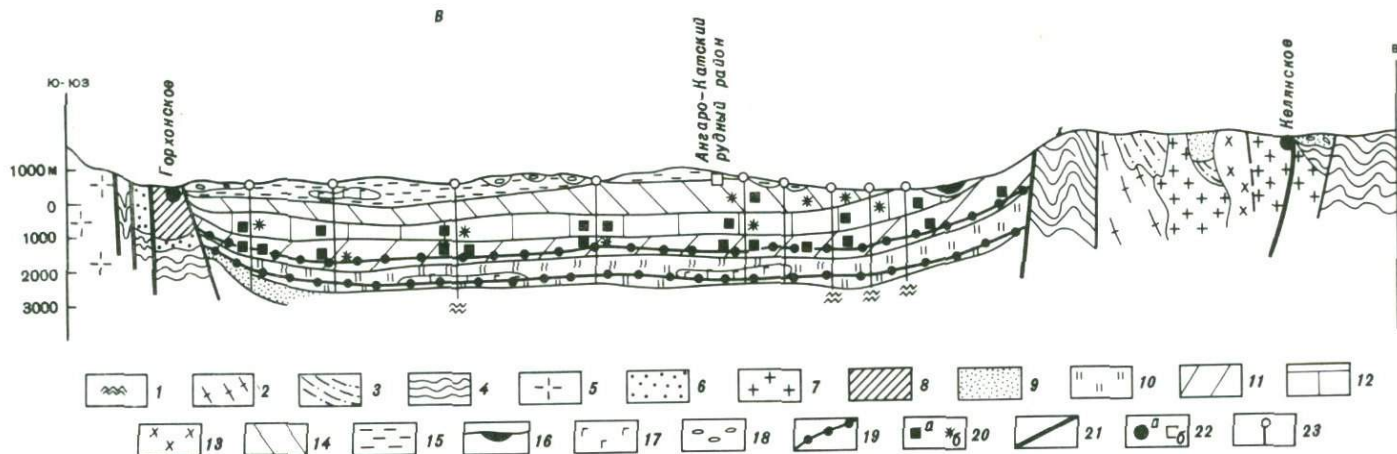
### Центрально-Азиатский ртутный пояс

В пределах этого пояса изучены месторождения и рудопроявления юга Сибирской платформы и ее обрамления, а также месторождение Алтае-Саянской провинции; дополнительно к ранее опубликованному [64, 73, 90] получен новый материал по Среднеазиатской ртутной провинции. В исследованиях принимали участие А.С. Борисенко В.М. Кандер, А.А. Оболевский, Л.П. Тигунов, Н.И. Уразлин.

Южная часть Сибирской платформы и ее обрамления. В обрамлении южного выступа Сибирской платформы (Иркутского амфитеатра) в складчатых структурах байкалид расположены два крупных пояса с ртутным оруденением — Восточно-Саянский и Байкальский. На продолжении Восточно-Саянского пояса к северо-западу находится рудная провинция Енисейского кряжа с ртутным оруденением. В пределах осадочного чехла южной части Сибирской платформы в тектонически активизированных участках известно большое количество мелких, непромышленных, рудопроявлений киновари и ртути содержащих месторождений иного состава. Основная их часть представляет шлиховые ореолы киновари, но известны и коренные ее проявления — Заларинские и др. Здесь же открыт неординарный тип ртутно-железородных месторождений, где киноварная минерализация наложена на более древнее магнетитовое оруденение — Ангаро-Катский и Ангаро-Илимский рудные районы (фиг. 26, А). Образование здесь ртутной минерализации связывается с проявлением тектоно-магматической активизации мезозойского возраста, проявившейся в пределах всего Центрально-Азиатского пояса и охватившей юг Сибирской платформы.

Строение осадочного чехла платформы показано на геологическом разрезе (фиг. 26, В). Обращает на себя внимание наличие в разрезе мощной толщи отложений кембрийской эвапоритовой формации, представленной переслаиванием доломитов, ангидрито-доломитов, глинистых доломитов, известняков и каменной соли, а также широкое проявление нефтегазонасыщенности, которая приурочена в основном к двум горизонтам: парфеновскому и осинскому (венд-нижний кембрий). Здесь сосредоточены известные промышленные нефтяные месторождения — Марковское, Ярактинское и др., однако нефтеносность отмечается и в других частях разреза,





Фиг. 26. Размещение ртутных месторождений и рудопроявлений в структурах южной части Сибирской платформы и ее обмрачения

А — схема; Б — геолого-структурное положение Келянского и Огнейского месторождений; В — разрез

А. 1 — Сибирская платформа; 2 — краевые поднятия Сибирской платформы; 3 — область байкальской складчатости; 4 — область календонской складчатости; 5 — впадины мезозойские; 6 — то же, мезокайнозойские; 7 — важнейшие глубинные разломы (цифры в кружках): 1 — Главный Восточно-Саянский, 2 — краевой шов Сибирской платформы, 3 — Удино-Витимский; 8 — ртутные пояса (I — Восточно-Саянский, II — Байкальский); 9 — месторождения (а) и рудопроявления (б) в пределах ртутных поясов: 1 — Чернореченское, 2 — Мутовское, 3 — Сенжульское, 4 — Ингашинское, 5 — Горхонское, 6 — Зиминское, 7 — Огнейское, 8 — Келянское; 10 — рудопроявления на платформе: 9 — Чапка и Капаево (Ангаро-Катaysкий рудный район), 10 — Коршуновское (Ангаро-Илимский рудный район), 11 — Удинское, 12 — Заларинское; 11 — линия геологического разреза и положение опорных скважин

Б. 1 — байкалиды (метаморфические образования, гранитоиды); 2 — фрагменты раннекембрийских прогибов ко времени ртутного рудообразования (нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные отложения; 3 — палеограницы раннекембрийских прогибов; 4 — штиховые оролы киновари; 5 — сурьмяные аномалии по данным металлотрии; 6 — киноварно-антимонитовые месторождения (а) и проявления (б)

В. 1 — кристаллический фундамент платформы. Нижний протерозой: 2 — граниты, 3 — вулканогенно-осадочные образования. Средний протерозой: 4 — вулканогенно-осадочные образования; 5 — гранитоиды. Верхний протерозой: 6 — осадочные образования; 7 — граниты; 8 — средне-верхнерифейские терригенные образования; 9 — верхнерифейские, вендские терригенные отложения. Венд-нижний кембрий: 10 — терригенно-карбонатные породы, 11 — карбонатные отложения; 12 — нижне-среднекембрийские карбонатные и карбонатно-терригенные отложения; 13 — верхнекембрийские карбонатно-терригенные отложения; 14 — ордовикские терригенные отложения. Силур: 15 — терригенные отложения; 16 — трапы; 17 — нижнепалеозойские гранитоиды; 18 — юрские песчано-глинистые отложения; 19 — нефтьгазоносные горизонты (парфеновский и осинский); 20 — эвапоритовые отложения (а — каменная соль, б — гипс и ангидрит); 21 — разломы; 22 — месторождения и рудопроявления (а — ртутные, б — железорудные с ртутной минерализацией); 23 — опорные скважины

особенно в кембрийских отложениях. Образующиеся за счет растворения эвапоритов рассолы вскрыты многими скважинами как в парфеновском и осинском горизонтах, так и в других частях разреза. Общая минерализация рассолов достигает 300–540 г/л; рассолы преимущественно хлоридно-кальциевые, иногда хлоридно-натриевые.

Изотопный состав серы эвапоритов наиболее детально изучен в Канско-Тасеевской впадине (юго-западная часть Сибирской платформы) [21, 74]. Материал для изучения подбирался специально из тех частей разреза, где породы не имели видимых признаков эпигенетических изменений. Тем не менее интервал значений  $\delta^{34}\text{S}$  довольно велик ( $16 \div 32\text{‰}$ ). Это указывает, что внешний облик пород далеко не всегда фиксирует следы глубокой эпигенетической переработки. Выделяются два максимума значений  $\delta^{34}\text{S}$ , один из которых близок величине  $22\text{‰}$  и соответствует, по-видимому, исходному составу серы сульфатов, а другой ( $27\text{‰}$ ), вероятно, характеризует усредненное значение утяжеления кембрийских сульфатов в ходе их эпигенетического восстановления. Эти данные, а также материал по другим районам Сибирской платформы позволили В.И. Виноградову прийти к следующим заключениям. Сульфатные породы кембрийских эвапоритовых толщ подверглись глубокому региональному эпигенетическому восстановлению; они служили активным генератором сероводорода на протяжении длительной геологической истории. Восстановление сульфатов приближалось к модели с их "ограниченным запасом", что приводило к образованию сероводорода с утяжеленным изотопным составом серы.

Результаты исследования изотопного состава серы изученных месторождений Сибирской платформы и ее обрамления приведены в табл. 40. На ртутных и ртути-содержащих месторождениях и рудопрооявлениях, расположенных в пределах юга Сибирской платформы, изотопный состав сульфидной серы очень непостоянен и резко сдвинут в сторону обогащения тяжелым изотопом серы: в киновари  $\delta^{34}\text{S}$  до  $22,5\text{‰}$ , а в пирите — до  $40\text{‰}$ . Очевидно, это та сера, которая образовалась при восстановлении сульфатов эвапоритов кембрийских отложений в условиях так называемого "ограниченного запаса" сульфатов. Процессы восстановления здесь происходили и происходят при участии органического вещества нефтегазопрооявлений, за счет окисления которых восстанавливается сульфат. Участки оруденения служили локальными очагами разгрузки рассольных напорных вод, где создавались предпосылки для локальной сульфатредукции с различным режимом восстановления на отдельных участках. Два образца "легкого" пирита (прожилки в дайках долерита) указывают на наличие здесь и другого механизма образования сульфидной серы — циклического процесса окисления сульфидной серы и повторного восстановления в зоне локального влияния атмосферного кислорода. Сероводород с таким легким изотопным составом серы формируется и сейчас ( $\delta^{34}\text{S} -16,7\text{‰}$  в сероводороде из скважины г. Иркутска при изотопном составе серы в сульфате рассола  $26\text{‰}$ ).

Несколько иная картина наблюдается в складчатом обрамлении платформы. В пределах Восточно-Саянского ртутного пояса, за исключением одного образца из числа проанализированных ( $\delta^{34}\text{S} 26,7\text{‰}$ ), изотопный состав сульфидной серы более однороден (см. табл. 40). Среднее значе-

Таблица 40. Изотопный состав серы в минералах ртутных месторождений и рудопроявлений южной части Сибирской платформы и ее обрамления

Рудный район, месторождение, рудопроявление	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰
<i>Южная часть Сибирской платформы</i>		
Ангаро-Катский район		
Чапкинское	Киноварь	12,6; 20,9; 21,1; 22,5
Капаевское	Пирит	-12,7; -6,2; 20,7; 21,8; 22,5; 22,6; 24,9; 25,4; 27,6; 35,4
За пределами рудопроявлений	Барит	7,7
Ангаро-Илимский район		
Коршуновское	Пирит	17,6; 26,9
Нижнеудинское	"	39,5; 39,6
Заларинское	Пирит + марказит	33,4
<i>Восточно-Саянский ртутный пояс</i>		
Горхонское	Киноварь	7,9; 9,4; 26,7
	Онофрит	3,4
Ингашинское	Киноварь	9,7
Сенжужское	"	4,6
Белозиминское	Пирротин + пирит	4,5
<i>Байкальский ртутный пояс*</i>		
Келянское	Киноварь I	0,3 ÷ 7,0
	Киноварь II	20,0
	Антимонит	-12,2 ÷ -0,9
	Барит	27,0
Огнейское	"	22,0 ÷ 24,5
<i>Енисейский кряж</i>		
Чернореченское	Киноварь	14,1
Мутовское	"	17,0

\*Данные В.И. Бергера, М.Н. Голубчиной, Ю.Ф. Левицкого и др. (1977 г.).

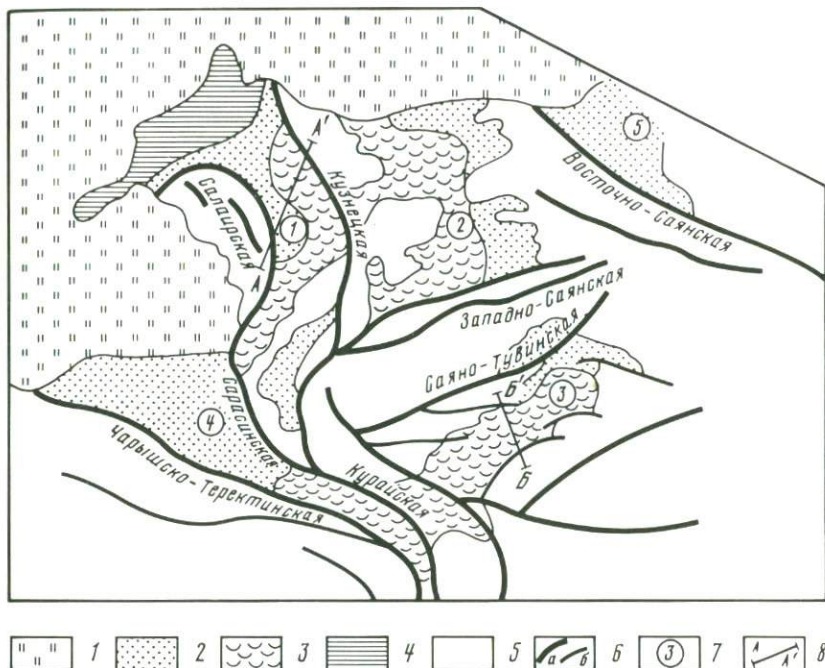
ние  $\delta^{34}\text{S}$  равно  $6,6 \pm 2,5\text{‰}$ . Это отвечает более спокойным условиям сульфатредукции и усреднению изотопного состава сульфидной серы при ее миграции в составе рассольных вод с платформы. Последнему не противоречат геологические данные, поскольку ко времени ртутного рудообразования структура района с впадиной Иркутского амфитеатра и приподнятыми блоками ее обрамления уже существовала, а ртутные месторождения локализованы в бортовой части Сибирской платформы либо в самом Главном Саянском разломе, ограничивающем структуры платформы, либо в оперяющих его нарушениях. О миграции рассольных вод платформы в пределы Главного Саянского разлома и оперяющие его разломы и участки их в ртутном рудообразовании свидетельствуют также результаты изучения состава газовой-жидких включений. По данным А.С. Борисенко, на Горхонском месторождении во включениях кварца присутствуют высококонцентрированные натриево-хлоридные растворы с высоким содержанием хлоридов магния; общая минерализация растворов достигает 20%.

В месторождениях Байкальского ртутного пояса весьма показательны данные по баритам. Изотопный состав серы в них в точности соответствует составу серы в соленосных кембрийских отложениях Сибирской платформы. По представлениям В.И. Бергера, М.Н. Голубчиной, Ю.Ф. Левицкого и др. (1977 г.), с которыми мы вполне солидарны, источником серы могла служить сульфатная сера рудовмещающей кембрийской доломитовой толщи, которая сохранилась во фрагментах раннекембрийских прогибов (положение этих прогибов ко времени ртутного рудообразования показано на фиг. 26, Б). Об этом же свидетельствуют результаты изучения водных вытяжек из жильных минералов, близких по составу рассольным водам этой толщи в пределах Сибирской платформы (Бергер и др., 1977 г.). Состав серы ранних сульфидов отвечает условиям восстановления открытой (относительно сульфатов) системе; позже при образовании киновари II генерации (20‰) условия восстановления приблизились к закрытым.

Единичные анализы изотопного состава киновари из ртутных рудопроявлений Енисейской провинции ( $\delta^{34}\text{S}$  14 и 17‰) также свидетельствуют об активной сульфатредукции в условиях, приближающихся к закрытым. Материалы по геологической позиции рудопроявлений и возрасте оруденения [74] не оставляют сомнения в том, что и в этом случае источником серы являлись нижнекембрийские эвапориты.

Подытоживая вышеизложенное, отметим следующее. Нижнекембрийские эвапориты Сибирской платформы в течение длительной истории своего существования служили генератором огромных масс сероводорода. Восстановление сульфатов происходило в условиях закрытой системы, и возникающий сероводород был в той или иной степени обогащен тяжелым изотопом. Часть его шла на образование эпигенетических сульфидов. Такое происхождение имеют, очевидно, сульфиды собственно ртутных и ртутьсодержащих рудопроявлений юга Сибирской платформы (Ангаро-Катский, Ангаро-Илимский и другие районы). Сероводородные воды и газы разгружались и по окраинным частям Сибирской платформы, проникая в породы ее складчатого обрамления. Именно этот сероводород был зафиксирован в составе рудных минералов Восточно-Саянского ртутного пояса. Для Байкальского ртутного пояса, вслед за В.И. Бергером с соавторами (1977 г.), можно предполагать в качестве источника серы сульфатную серу рудовмещающей доломитовой толщи нижнего кембрия. Ртутные проявления Енисейского кряжа, по-видимому, также имеют источником серы нижнекембрийскую карбонатно-эвапоритовую толщу.

Алтае-Саянская провинция представлена серией ртутно-рудных поясов (фиг. 27). Их размещение контролируется зонами глубинных разломов, которые на ранних стадиях своего развития хорошо маркировались гипербазитовыми поясами, а позднее, в мезозое, испытали активизацию и служили путями проникновения гидротермальных растворов, сформировавших ртутное и сопряженное с ним ртутьсодержащее оруденение другого состава. Изучены все основные ртутные месторождения этой провинции, принадлежащие различным минеральным типам (табл. 41); кроме того, в ограниченном масштабе представлен материал по месторождениям нертутного состава, но с повышенными содержаниями ртути, составляющими, по А.А. Оболенскому [53], наряду с ртутными генети-



Фиг. 27. Схема размещения ртутнорудных зон в тектонических структурах Алтае-Саянской области; реконструкция ко времени рудообразования – по А.С. Борисенко

1 – кайнозойские породы; 2 – девонские эффузивно-осадочные и красноцветные терригенные образования; 3 – площади вероятного развития девонских галогенных отложений ко времени ртутного рудообразования; 4 – герциниды; 5 – каледониды и более древние образования; б – разломы (а – главные, контролирующие ртутнорудные зоны, б – меньшего значения); 7 – герцинские прогибы, выполненные девонскими отложениями (цифры в кружках); 1 – Кузнецкий, 2 – Минусинский, 3 – Тувинский, 4 – Ануйско-Чуйский, 5 – Рыбинский; 8 – линии геологических разрезов

ческий ряд рудных формаций мезозойского этапа тектоно-магматической активизации. Полученные результаты представляют собой дальнейшее развитие тех положений, которые были высказаны ранее для этой провинции [64].

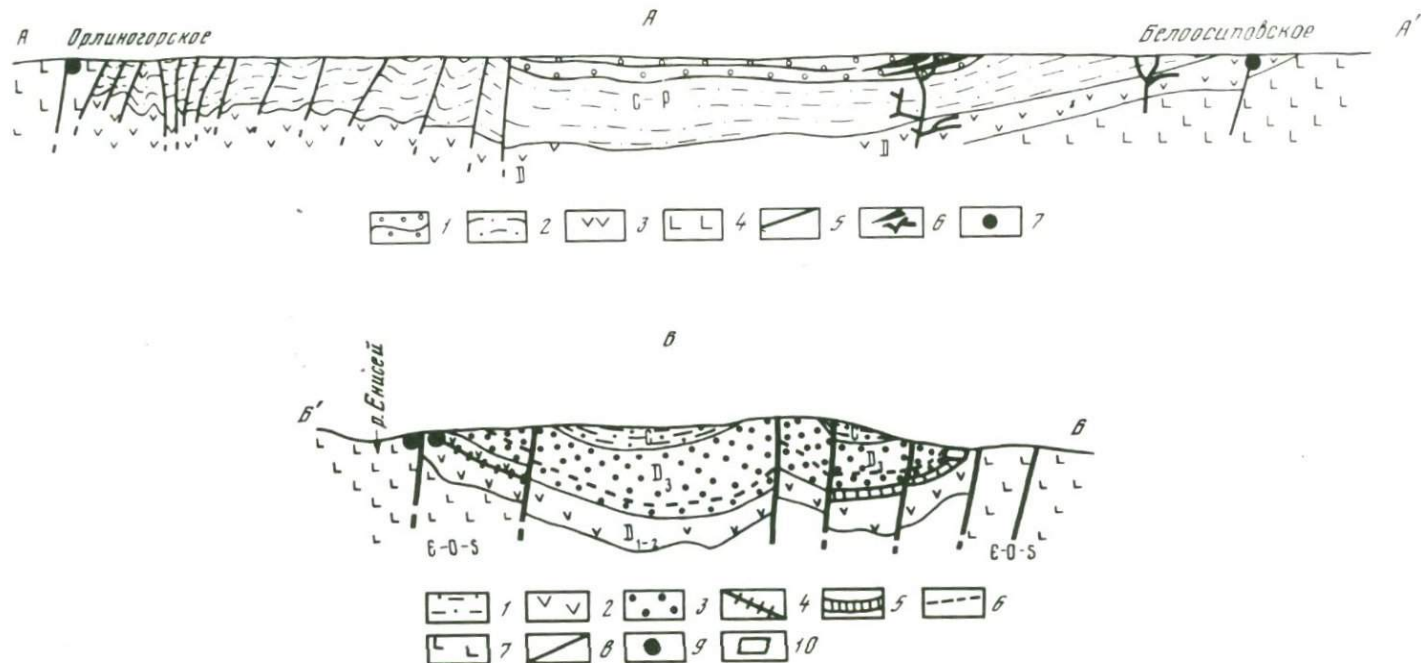
Ко времени ртутного рудообразования, в мезозое, Алтае-Саянская область представляла собой горную страну, сложенную складчатыми комплексами байкальского, каледонского и герцинского возраста. Среди древних складчатых структур выделяется ряд крупных межгорных прогибов и впадин – Кузнецкий бассейн, Тувинский и Ануйско-Чуйский прогибы (в такой последовательности мы и будем их рассматривать). Последний был существенно нарушен складчато-глыбовыми движениями, но в целом ко времени рудообразования еще существовал как единый прогиб; позднее он был переработан пострудными деформациями и эрозией, и в настоящее время от него сохранилась лишь юго-восточная часть – Делюно-Юстыдский прогиб и ряд более мелких прогибов и грабенов. В строении впадин и прогибов принимали участие девонские отложения различного состава, в том числе соленосные и гипсоносные. Эти впадины наряду с другими

Т а б л и ц а 41. Изотопный состав серы в минералах ртутных и ртутьсодержащих месторождений Алтае-Саянской провинции

Месторождение	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰
<b>Обрамление Кузбасса</b>		
<i>Кузнецкая и Салаирская ртутные провинции</i>		
Белоосиповское	Киноварь	-8,1; -6,2; -5,9; -4,7; -2,1
	Барит	17,5
Крапивинский купол	Гипс осадочный (D <sub>2</sub> )	18,4; 21,1
Мавринское	Киноварь	11,8; 19,4
	Барит	24,5; 24,6; 29,4
Орлиногорское	Киноварь	1,9
	Барит	17,6; 21,6; 21,7
Пезасское	Киноварь	-2,3; -2,2; 0,87; 0,91
	Блеклая руда	-5,8
Саргаинское	Киноварь	11,0
Юрман	Барит	17,6
Мра-су (бассейн р. Кендас)	"	12,7; 13,3; 13,6
<b>Обрамление Тувинского прогиба</b>		
<i>Саяно-Тувинская ртутная зона</i>		
Терлигхайское	Киноварь	2,8; 3,5; 3,6; 7,9; 10,6; 10,7
	Антимонит	2,5; 3,7
	Плагионит	1,3
	Пирит	-24,9; 6,6; 18,9
	Барит	11,9; 12,8; 13,2; 13,2; 13,6; 14,0; 14,3; 14,9; 15,0; 15,1; 15,1; 16,2; 17,4; 17,4; 18,0
		Гипс гидротермальный
В 5 км от месторождения Арзакское	Пирит	-16,9; -9,4; -9,1; 18,9
	Киноварь	-22,9; -18,2
	Барит	9,9
Эзирлитское	Киноварь	-13,4; -12,1; -9,0; -8,9
	Блеклая руда	-10,5; -6,8
	Барит	9,8; 11,6; 12,4; 12,8; 16,4; 17,6; 17,6; 20,2; 20,6
Ортохем	Пирит	-16,9; -9,4; -9,1
	Барит	26,8
Торасайрское	Киноварь	-1,0; 3,5
Эжимское	"	1,0
Чалайдыгское	Халькопирит	-7,3
Чазадырское	Киноварь	-1,7; -1,4; 3,7; 5,3; 7,5; 7,6
	Блеклая руда	5,3
	Халькопирит	8,2
	Герсдорфит	7,0
	Пирит	19,0; 23,3
	Барит	15,3; 18,3; 19,0; 20,1; 26,7
Улатай	Пирит	-1,5
	Барит	9,9
Бердкарасугское	Пирит	-4,9; -4,1
	Киноварь	-0,5
Узунсайрское	"	-10,6

Т а б л и ц а 41 (окончание)

Месторождение	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
Кундустугское	Антимонит	-2,8; -4,9
Дусдагское	Ангидрит осадочный ( $\text{D}_2$ )	11,3; 19,7; 20,1
	Гипс осадочный ( $\text{D}_2$ )	17,1; 22,6
<i>Каргинский грабен</i>		
Мергенбулакское	Халькопирит	7,7
	Галенит	2,5
	Барит	14,1; 14,6; 17,7; 17,9
Каргинское	Гипс осадочный $\text{D}_2$	17,1; 18,5
<b>Обрамление Ануйско-Чуйского прогиба</b>		
<i>Курайская, Сарасинская и Чарышко-Теректинско-Толбонурская ртутнорудные зоны</i>		
Акташское	Киноварь дендритная	-14,1
	Киноварь	0,7; 0,8; 0,9; 1,9; 2,7; 2,8; 4,3
	Антимонит	4,0; 8,2
	Реальгар	10,0
	Пирит	3,1; 13,0
	Барит	11,6
Чаганузунское	Киноварь	0,2; 0,6; 0,8; 0,8
	Барит	19,7
Уланду	Сауковит	-8,8
	Киноварь	-9,2
	Барит	14,0
Таджилинское	Киноварь	3,0
Сарасинское	"	-3,4; 3,4
	Аурипигмент	-8,8
	Реальгар	-8,0
	Пирит	-5,5
	Барит	21,5
	Галенит	4,5
Джилкьдал	Барит	16,1; 17,8
	"	11,1
Отсалар	Халькопирит	7,9
Асхатингол	Сульфосоль	4,7
Нарингол	Барит	12,5
Сагсайское	"	9,9
Толбонурское	"	20,0
Кызылчин	Сфалерит	-1,0; 0,3
То же	Галенит	-2,5
Ак-тюль	Киноварь	-25,7
Южно-Чуйский хребет, падь Делика	Барит	2,6; 12,1
	Гипс осадочный ( $\text{D}_2^3$ )	19,0; 17,6



Фиг. 28. Геологические разрезы герчинских прогибов Алтае-Саянской области (положение разрезов см. фиг. 44)

А — Кузбасс; Б — Тувинский прогиб

А. 1 — мезозойские отложения; 2 — верхнепалеозойские терригенные отложения; 3 — девонские эффузивно-осадочные и терригенные красноцветные отложения; 4 — нижнепалеозойские и протерозойские толщи; 5 — разломы; 6 — траппы; 7 — ртутные месторождения

Б. 1 — каменноугольные сероцветные угленосные терригенные отложения; 2—6 — девонские отложения (2 — вулканогенные образования с линзами красноцветов, 3 — красноцветные терригенные породы, 4 — сероцветные алевролиты и мергели с глиптоморфозами галита, 5 — сероцветные аргиллиты и алевролиты с линзами каменной соли, гипса, глиптоморфозами галита, 6 — сероцветные кремнистые алевролиты); 7 — вулканогенные и осадочные отложения кембрия—силура; 8 — разломы; 9 — ртутные месторождения; 10 — гипсовое месторождение Дустан

в пределах Алтае-Саянской провинции – Минусинской и Рыбинской впадинами – рассматриваются в качестве нефтегазоносных или возможно нефтегазоносных областей [34]; при этом в пределах Кузнецкой впадины и Минусинской котловины отмечаются заметные нефте-, газо- и битумопроявления (естественно, что Ануйско-Чуйская структура, существенно переработанная и не представляющая собой в настоящее время единого прогиба, в качестве нефтегазоносной не рассматривается). Ртутное оруденение в виде рудных поясов располагается в основном в бортовых частях трех рассматриваемых крупных прогибов, лишь в их обрамлении, вдоль зон глубинных разломов, которые одновременно являлись и границами прогибов (см. фиг. 27).

Анализ осадочных гипсов и ангидритов из девонских отложений всех трех рассматриваемых прогибов показал, что значения  $\delta^{34}\text{S}$  находятся в пределах  $11,3 \div 20,1\text{‰}$  (за исключением одного образцы, показавшего  $22,6\text{‰}$ ), т.е. в целом изотопный состав серы девонских сульфатов несколько облегчен по сравнению с серой сульфата современного океана ( $20\text{‰}$ ). Обычно же сера девонских отложений имеет более тяжелый, чем океанический, изотопный состав. По-видимому, здесь это обусловлено теми же причинами, что и в других подобных случаях [21], – заметным привнесом легкой материковой серы во внутренние бассейны замкнутого и полузамкнутого типа, которые были развиты в девоне на территории Алтае-Саянской области. В близких пределах находится подавляющее число значений изотопного состава серы барита гидротермального происхождения как из рудных месторождений, так из собственно баритовых проявлений того же возраста:  $11,6 \div 20,6\text{‰}$  (исключения из этого правила рассмотрены ниже). Анализ размещения баритовой минерализации выявляет ее приуроченность к площадям развития девонских отложений: либо крапцеватов, либо других тригерных образований с проявлениями эвапоритов (или глиптоморфоз). Все эти данные, на наш взгляд, убедительно свидетельствуют об участии сульфатной серы девонских отложений в ртутном и сопутствующем ему рудообразованию.

Рассмотрим собственно ртутные месторождения Кузбасса, Тувинского и Ануйско-Чуйского прогибов.

*Кузбасс.* Анализ результатов изотопного состава серы ртутных месторождений Кузбасса показывает четкое разделение изученных месторождений на две группы: 1) с заметно утяжеленным составом как сульфидной, так и сульфатной серы; 2) с относительно однородной, близметеоритной серой. К первой группе относятся Мавринское ( $\delta^{34}\text{S}$  барита достигает  $29,4\text{‰}$ , а киновари  $19,4\text{‰}$ ) и Саргинское ( $\delta^{34}\text{S}$  киновари составляет  $11\text{‰}$ ) месторождения. В геологической позиции этих месторождений много общего: оба располагаются в пределах локальных, отшнурованных от основного бассейна прогибов, в строении которых принимают участие девонские отложения. Очевидно, здесь реализуется модель с ограниченным запасом сульфатов. Некоторое утяжеление сульфатной серы барита можно объяснить потерей легкой серы в процессе восстановления, и в малом объеме сульфатного остатка накапливался избыток тяжелого изотопа серы, обеспечивший также образование тяжелой сульфидной серы. Ко второй группе относятся Пезасское, Орлиногорское и Белоосиповское месторождения, расположенные в бортах Кузнецкого бассейна (фиг. 28, А).

По-видимому, сравнительная однородность состава сульфидной серы обусловлена таковой, присущей сероводороду нефтяных вод, широко развитых в этом бассейне. Этот сероводород, как известно, может быть самым различным по изотопному составу серы, в том числе близким метеоритному, но всегда отличается достаточной однородностью. Кроме того, изотопный состав сероводорода нефтяных вод мог заметно меняться в приповерхностной окислительной обстановке. Такой процесс, по-видимому, имел место на отдельных участках Белоосиповского месторождения, формировавшегося в приповерхностных условиях, для которого весьма характерны метаколлоидные руды и отмечается реликтовый гематит. На этом месторождении наблюдается наиболее облегченный ( $\delta^{34}\text{S}$  до  $-8,1\%$ ) состав сульфидной серы по сравнению с другими ртутными месторождениями Кузбасса.

*Тувинский прогиб* к моменту рудообразования представлял собой более нарушенную, чем Кузбасс, структуру, что предопределило сложное взаимодействие подземных вод во время рудообразования и более сложное распределение изотопного состава серы в минералах даже в пределах одного месторождения. В Тувинском прогибе существует (как и существовал в прошлом во время рудообразования) бассейн высококонцентрированных хлоридно-натриево-кальциевых рассолов, заимствовавших хлориды натрия и кальция и сульфаты из вмещающих красноцветных и галогенных отложений девона. Участие этих рассолов в рудообразовании хорошо иллюстрируется данными по составу газожидких включений (А. Борисенко и др., 1979 г.). Минерализация растворов этих включений для месторождений, расположенных в бортовой части прогиба среди девонских отложений, составляет 22–37 вес.% (минерализация рассолов Тувинского прогиба достигает  $\sim 300$  г/кг). В том случае, когда месторождения расположены за пределами прогиба (в его обрамлении), минерализация растворов понижается до 8–12 вес.%, очевидно, за счет разбавления слабо минерализованными трещинно-жильными водами горных сооружений.

Рассмотрим детальнее Терлигхайское, Чазадырское и Эзирлигское месторождения. Все они залегают в бортовых частях прогиба, либо в отложениях нижнего девона (первые два), либо в отложениях кембрия–силура (третье); схематическое положение месторождений показано на фиг. 28, Б.

В Терлигхайском и Чазадырском месторождениях изотопный состав сульфатной серы очень непостоянен:  $\delta^{34}\text{S}$   $15,3 \div 26,7\%$  в баритах Чазадырского месторождения и  $7,8 \div 18,0\%$  в барите и гипсе Терлигхайского месторождения. Значительная дисперсия изотопного состава серы характерна и для сульфидной серы, при этом резко преобладают положительные значения и нередко отмечается значительно утяжеленный состав (до  $23,3\%$  в пирите и до  $10,7\%$  в киновари). Таким образом, восстановление сульфатов здесь имеет "пятнистый" характер. Это обусловлено, во-первых, смешением вод различных водоносных горизонтов с различными соотношениями сульфатов и сероводорода, что законсервировано, в частности, в газожидких включениях Чазадырского месторождения (минерализация гидротермальных растворов продуктивной стадии равна 37, а в позднем кальците — 2,5 вес.%), и, во-вторых, локальным распределением битумов, за счет окисления которых происходит восстановление сульфа-

тов. Поскольку восстановление сульфатов на отдельных участках происходило вблизи земной поверхности в зоне влияния атмосферного кислорода, то в ряде случаев имело место окисление сульфидной серы до сульфатной и облегчение изотопного состава сульфатных минералов; об окислительных условиях свидетельствует, в частности, развитие гематита в околорудных метасоматитах на некоторых участках Терлигхайского месторождения (Борисенко, Гречищева, 1982 г.). По-видимому, такой сульфат формировал гипс на Терлигхайском месторождении и участвовал в образовании некоторых баритов.

Эзирлигское месторождение отличается от Терлигхайского и Чазадырского. Для него характерны отрицательные значения изотопного состава сульфидной серы ( $\delta^{34}\text{S} -6,8 \div -13,4\text{‰}$ ) при столь же значительной дисперсии сульфатной серы ( $9,8 \div 20,6\text{‰}$ ). Месторождение — более близповерхностное и формировалось в более открытых структурах, поэтому влияние атмосферного кислорода здесь было значительным. Об этом свидетельствует также широкое развитие гематита в околорудных метасоматитах (Борисенко, Гречищева, 1982 г.). Очевидно, восстановление сульфатов происходило в условиях окислительной обстановки при многократно повторяющихся процессах восстановления и окисления серы. С этим хорошо согласуются данные по изотопному составу кислорода гематита, указывающие на его формирование в окислительной обстановке при участии атмосферного кислорода [13]. По-видимому, такой же процесс имел место на месторождениях Ортохем и Арзак и, возможно, на месторождениях Узунсаир и Чалайлыгское (на последних двух также развит гематит).

*Ану́йско-Чуйский прогиб*, как отмечалось выше, был значительно переработан более поздними складчато-глыбовыми движениями, однако ко времени рудообразования он все же мог рассматриваться как единый, сложнопостроенный артезианский бассейн. Палеогидрогеологическая обстановка к моменту рудообразования определялась развитием в пределах прогиба или в системе взаимосвязанных прогибов трещинно-пластовых вод, а в обрамлении, в горно-складчатых сооружениях, трещинно-жильных вод. Состав трещинно-пластовых вод во многом определялся составом вмещающих их пород — красноцветных или известняково-гипсовых отложений девонских прогибов, но в целом распространение рассольных вод здесь было более ограниченным, чем в Тувинском прогибе. Трещинно-жильные воды, как и в настоящее время, по-видимому, были представлены слабо концентрированными хлоридно-гидрокарбонатными или гидрокарбонатно-сульфатными водами с азотно-кислородной или азотно-углекислотной газовой фазой.

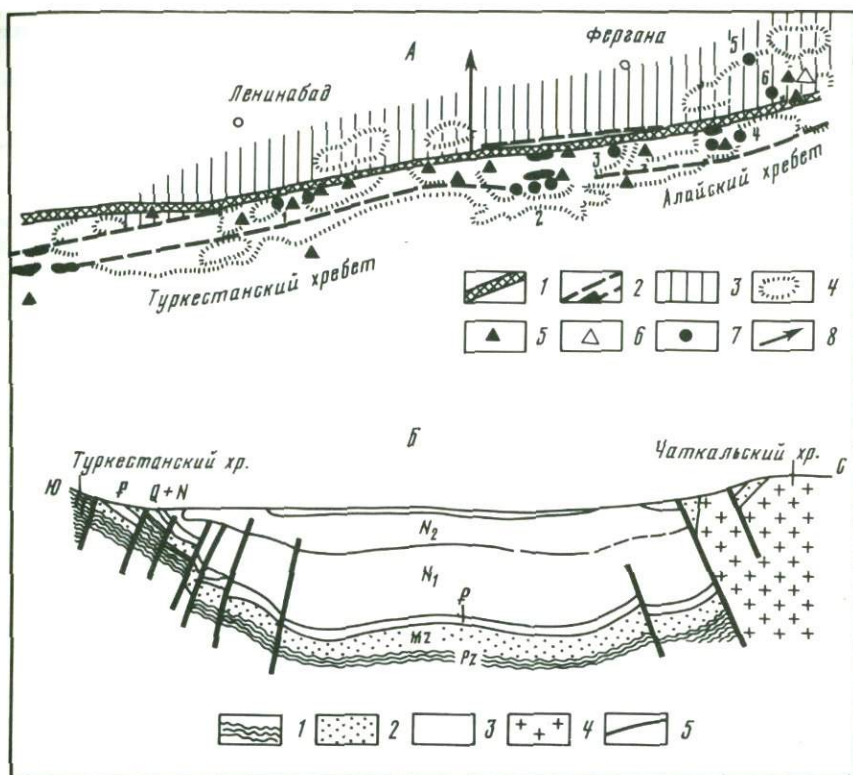
Рассмотрим два месторождения, связанные с этим прогибом. Акташское месторождение расположено в обрамлении герцинского прогиба в пределах Баратальского горста, где после всех тектонических перестроек (дорудных и послерудных) еще сохранились тектонические клинья с девонскими отложениями. На этом месторождении установлены две обстановки рудообразования. Для основной продуктивной стадии характерны положительные значения  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах при значительном разбросе значений:  $0,7 \div 13,0\text{‰}$ . Эти данные с учетом данных по баритам этого региона и результатам изучения газовой-жидких включений свидетельствуют о первично-сульфатном источнике сульфидной серы, смещении в зоне рудо-

образования вод различного генезиса, в том числе рассольных вод, и локальных условиях сульфатредукции. Другая обстановка характерна для верхних горизонтов этого месторождения: она отличается близповерхностными условиями минералообразования, что подчеркивается развитием зональных кристаллов кальцита с дендритной киноварью и гематитом (Васильев, 1962 г.). Изотопный состав серы дендритной киновари значительно облегчен ( $-14,1\text{‰}$ ) и хорошо согласуется с условиями окислительной обстановки, в которой формировалась эта киноварь. Данные по изотопному составу кислорода кальцитов [13] также свидетельствуют об участии кислородсодержащих метеорных вод в их образовании. Месторождение Уланду характеризуется отрицательными величинами  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах. Известно, что по условиям рудообразования и минеральному составу, в том числе развитию гематита, оно близко месторождению Эзирлиг в Туве. Именно этим и объясняется близость изотопного состава сульфидов этих месторождений, формирующихся в окислительных условиях под влиянием атмосферного кислорода.

Подытоживая вышеизложенное, подчеркнем, что совокупность всех полученных данных позволяет, на наш взгляд, полагать, что они указывают на определяющую роль коровых источников серы в ртутном рудообразовании Алтае-Саянской области; поступление такой серы в зону рудоотложения связывается с участием хлоридных рассолов палеоартезианских бассейнов герцинских прогибов и впадин, в строении которых важную роль играли девонские красноцветные и гипсоносные отложения.

**Среднеазиатская провинция.** Месторождения Южно-Ферганского и Зеравшано-Гиссарского ртутно-сурьмяных поясов отнесены В.А. Кузнецовым к выделенному им Центрально-Азиатскому (Тянь-Шань-Южно-Сибирскому) платформенному ртутному поясу, соответствующему одноименному поясу мезо-кайнозойской активизации палеозойских складчатых структур, что тем самым предполагает их молодой (мезозойский) возраст. Тем не менее однозначность такой трактовки возраста месторождений разделяется далеко не всеми. Ряд исследователей (В.П. Федорчук, Н.А. Никифоров) полагают более вероятным верхнепалеозойский возраст ртутно-сурьмяного оруденения. При достаточно убедительных изотопных данных, свидетельствующих об осадочном, первично-сульфатном, источнике сульфидной серы ртутно-сурьмяных месторождений, это не позволяет определенно рассмотреть возможные очаги генерации серы.

**Южно-Ферганский ртутно-сурьмяный пояс** расположен на сочленении варисских тектонических структур второго порядка: Карачатырского прогиба и Сурьметашской зоны преимущественного поднятия. На стыке этих структур прослеживается зона региональных глубинных разломов, которая в отдельных участках сопровождается гипербазитовыми интрузиями (фиг. 29, А). Эта зона контролирует размещение ртутно-сурьмяного оруденения; некоторые из месторождений (Чонкой, Карачатыр) приурочены непосредственно к контактовым частям гипербазитовых интрузий. В этой же зоне разломов С.Д. Галиевым (1968 г.) установлены многочисленные битумопроявления. Они представлены как макропроявлениями жильных керитов и антраксолитов, так и тончайшей сетью прожилков битумов, пропитывающих значительные объемы палеозойских пород; в бассейне р. Араван также известны выходы нефти. С.Д. Галиев связывает



Фиг. 29. Схема размещения ртутных, сурьмяных месторождений и битумопоявлений в палеозое Южной Ферганы (А) и геологический разрез Ферганской впадины (Б). Разрез по А.Р. Ходжаеву и А.К. Азимову (1968 г.)

А. 1 — Сарыкамьшский глубинный разлом среднепалеозойского заложения; 2 — Южно-Ферганский пояс ультраосновных пород; 3 — Карачатырский верхнепалеозойский прогиб; 4 — выходы палеозойских отложений; 5 — проявления жильных керитов и антракосолитов; 6 — нефтепроявление; 7 — ртутные и сурьмяные месторождения (1 — Бирксу, 2 — Хайдаркан, 3 — Кадамджай, 4 — Чаувай, 5 — Карачатыр, 6 — Чонкой); 8 — направление линии разреза

Б. 1 — палеозойские отложения; 2 — мезозойские отложения; 3 — палеогеновые и неогеновые образования; 4 — гранитоиды; 5 — тектонические нарушения

накопление битумов с палеозойским циклом миграции нефти. Представляется, что могут иметь значение и более поздние циклы миграции нефти из прилегающей Ферганской нефтегазоносной впадины в зоне эрозийного вскрытия (фиг. 29, Б). Миграция нефти могла осуществляться по трещинам палеозойских пород основания.

Ранее [64] при рассмотрении особенностей изотопного анализа серы ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы — значительном разбросе изотопных отношений сульфидной (22‰) и сульфатной (30‰) серы и преобладании сульфидов, обогащенных тяжелым изотопом серы, — был сделан вывод об участии в рудообразовании сульфидной серы, возникающей путем биогенного восстановления сульфатов морского происхождения. Это восстановление, вероятно, происходило в условиях так назы-

Т а б л и ц а 42. Изотопный состав серы в минералах ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы

Месторождение	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
Хайдарканское рудное поле	Киноварь	-9,8; 6,3; 7,1; 8,9; 10,0
	Антимонит	-11,0; -7,9
	Гетчелит	6,3
	Реальгар	4,7
	Аурипигмент	1,9
	Сфалерит	10,9; 11,9; 12,3
	Пирит	10,5; 11,0; 11,4
	Барит	0; 6,3; 8,2; 14,6; 16,4; 19,6; 29,2
Бирксу Кадамджайское рудное поле	Киноварь	11,9
	Антимонит	-3,7; -1,9; -1,7; -1,3; -0,5; -0,1; 0,2; 1,7; 2,0
	Барит	15,2; 16,3; 20,0
	Гипс гидротермаль- ный	7,5
	Чаувай	Киноварь
Антимонит		9,3
Тетраэдрит		12,1
Барит		15,7
Чонкой	Киноварь	-14,8; 5,3
	Барит	28,9
Карачатыр	Халькопирит	16,1
	Киноварь	-2,5
	Барит	21,8

ваемого "ограниченного запаса сульфатов", когда возникающий сероводород по мере образования связывался рудными компонентами гидротермального раствора.

Некоторые новые данные — изотопные и геологические — позволяют детализировать это представление. Результаты изотопных исследований суммированы в табл. 42. К числу геологических данных относятся возрождающиеся на новом геологическом материале представления первых исследователей ртутных месторождений Средней Азии А.А. Саукова [89], В.И. Смирнова [93] и др. об альпийском возрасте оруденения. Они основываются на геологических (Великий, 1968 г.; Турбин, Александрова, 1968 г.; В. Попов и др., 1974 г.; В. Аксененко), палеомагнитных (Розинов, 1970 г.) данных, результатах изучения рудно-метасоматических формаций (Хасанов, 1976 г.) и детальными минералогическими исследованиями (В. Степанов). К этому можно добавить полученные нами совместно с З.В. Поярковой геохимические данные о повышенных, до тысячных долей процента, содержаниях ртути в меловых породах южного обрамления Ферганской впадины, отобранных в пределах зон разломов, которые свидетельствуют о поступлении ртути в мезозойское время. Если это так, то региональная геологическая ситуация ко времени ртутного рудообразования была близка изображенной на фиг. 29. Здесь важно подчеркнуть существование крупного прогиба — Ферганской впадины — с эвапоритовыми горизонтами верхней юры и нефтеносными толщами мела, палеогена и неогена и глубинного разлома с гипербазитами, контролирующего в региональном плане

Т а б л и ц а 43. Изотопный состав серы в минералах ртутно-сурьмяного месторождения Джижикрут

Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	
	в сульфатах	в сульфидах
Антимонит } Основная продуктивная Киноварь } стадия		-18,4; -8,3
Барит	9,6	-17,4
Барит I генерации, зональный кристалл (зоны от центра к периферии)		
барит	11,1	
	14,5	
киноварь		-28,9
		-23,7
барит	14,4	
киноварь		-21,6
Барит II генерации	11,8	
Барит III генерации	11,6	
Антимонит, нарастающий на барит III генерации		-22,5
Киноварь, отлагавшаяся после антимонита		-14,7

ртутное оруденение в южном обрамлении впадины. Разгрузка артезианских вод из разных водоносных горизонтов по зонам разломов приводила к смешению сульфатсодержащих и нефтяных вод Ферганской впадины, при этом могла реализоваться модель биогенного восстановления сульфатов в условиях "ограниченного запаса сульфатов". Образующийся в период ртутного рудообразования сероводород быстро связывался рудными компонентами, а это приводило к значительной пестроте изотопного состава серы в сульфидных рудах.

Такой вывод сделан в предположении мезозойского возраста ртутного оруденения, однако независимо от этого первично-сульфатный коровый источник серы в ртутных месторождениях Южной Ферганы не вызывает сомнения.

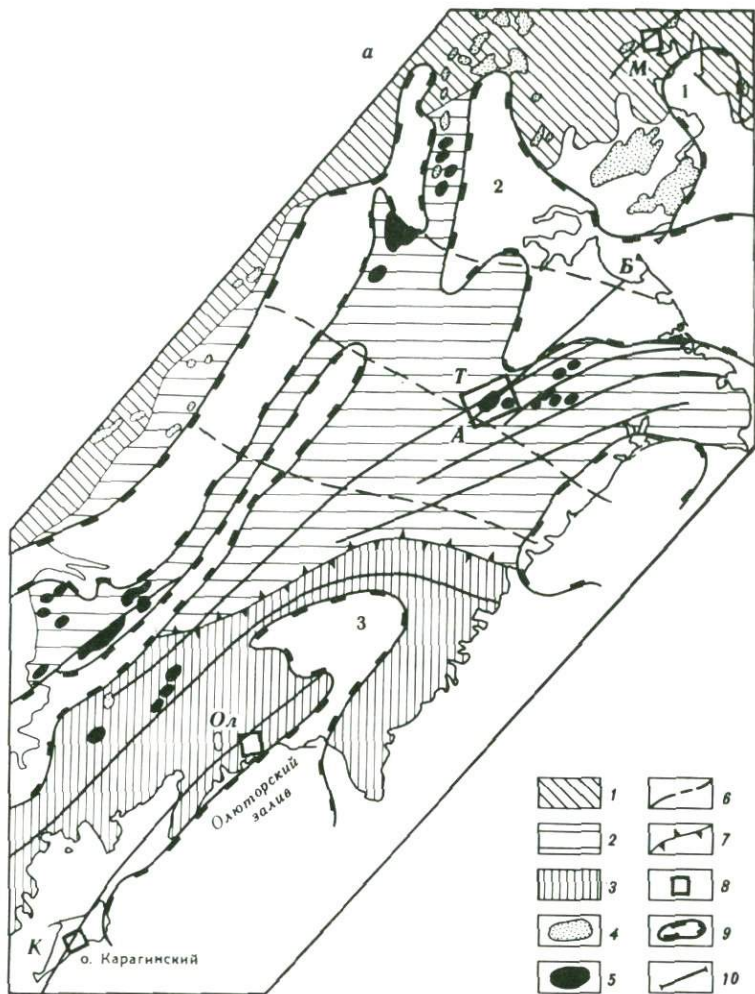
В пределах *Зеравшано-Гиссарского ртутно-сурьмяного пояса* наиболее крупным является месторождение Джижикрут. Материал по этому месторождению был в значительной мере предоставлен нам В.С. Волгиным (Виноградов, Озерова, Волгин, 1972 г.). Как следует из табл. 43, изотопный состав сульфатной серы в барите этого месторождения почти постоянен ( $\delta^{34}\text{S}$  изменяется от 9,6 до 14,5 $\text{‰}$ ), что свидетельствует о постоянстве изотопного состава сульфатной серы гидротермальных растворов при отложении барита. Необычен изотопный состав сульфидной серы. Он резко сдвинут в сторону обогащения легким изотопом серы почти до значений  $-30\text{‰}$ . Это относится не только к сульфидам, ассоциирующим с баритом, но и к антимониту и киновари основной продуктивной стадии. Разница в изотопном составе сульфатной и сульфидной серы в баритах достигает 40 $\text{‰}$ . Это обстоятельство, а также столь облегченный изотопный состав сульфидной серы, делает несомненным ее биогенное происхождение. Вместе с тем столь легкий изотопный состав сульфидной серы и большой разброс изотопных отношений (до 20 $\text{‰}$ ) указывают на то,



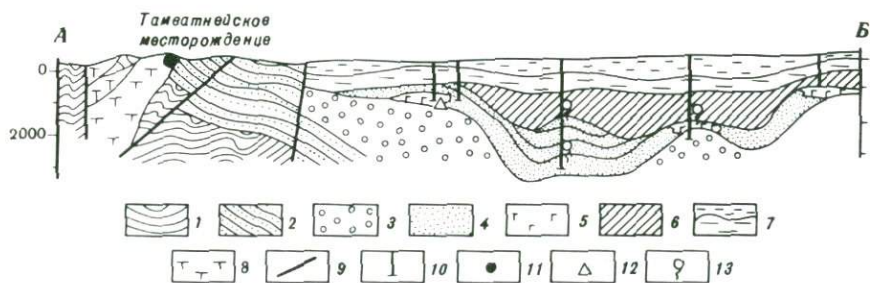
в пределах Карагинского острова, сопровождается интрузией гипербазитов с ртутным оруденением (Карагинское месторождение). В то же время все эти месторождения структурно связаны с впадинами и прогибами, в различной степени нефтегазоносными: месторождение Тамватней расположено в борту Анадырской наложенной впадины, Олюторское — в одноименном прогибе, а месторождение Матачингай тяготеет к расположенному восточнее Крест-Юконскому предполагаемому нефтегазоносному бассейну (время заложения этих структур — поздний мел—палеоген—неоген). П.В. Бабкин (1975 г.), Е.П. Ким (1968 г.) и П.Н. Горчаков с соавторами (1981 г.) описывали здесь тесную пространственную связь ртутной минерализации и проявлений нефтегазоносности. Нефтегазоносность фиксируется многочисленными проявлениями углеводородных газов, сероводородных источников, скоплениями твердых битумов и широким распространением высокобитуминозных пород различного возраста. Принципиальная позиция ртутных объектов по отношению к нефтегазоносным бассейнам иллюстрируется региональной схемой и разрезом фиг. 30.

Тамватнейское месторождение, наиболее детально изученное, в рассматриваемом аспекте дает чрезвычайно интересный материал. Отчетливо его положение в южном обрамлении Анадырского нефтегазоносного бассейна, который уже существовал ко времени рудообразования (см. фиг. 30, б). Поэтому естественно предполагать разгрузку нефтяных вод этого бассейна по зонам разломов в период рудообразования и участие сероводорода этих вод в формировании мышьяково-ртутного оруденения. Разгрузка вод продолжается и в настоящее время, чем, в частности, объясняется проявление сероводородных источников в зонах рудоносных разломов. Свидетельства участия нефтяных вод в рудообразовании зафиксированы также в широком проявлении битумов в пределах Тамватнейского рудного поля, сорудных с ртутной минерализацией. Битуминологический анализ показал, что эти образования относятся к продуктам нефтяного ряда. Битумы описаны также для Матачингайского месторождения, отмечались они и на Олюторском месторождении.

Изотопный состав сульфидной серы рассматриваемых месторождений весьма различен: для Тамватнейского месторождения  $\delta^{34}\text{S}_{\text{сред}}$  6,8, для Олюторского — 6,8, а для Матачингайского — 1,9‰, вместе с тем на каждом из этих месторождений он достаточно гомогенен (табл. 44). Эта гомогенность отчетливо проявляется и при рассмотрении разновозрастных образований в пределах одного месторождения. Так, на Тамватнейском месторождении эпигенетические сульфиды железа серпентинизированных перидотитов и дунитов, самородная сера из серных кварцитов и травертинов, а также сульфиды ртути и мышьяка имеют практически одинаковый изотопный состав серы. Такая однородность изотопного состава серы для каждого из рассмотренных месторождений и значительное различие этих месторождений между собой по изотопному составу сульфидной серы хорошо объясняются изолированностью нефтегазоносных бассейнов, к которым они тяготеют. Благодаря этому обстоятельству в отдельных бассейнах формировался сероводород с различным, гомогенным для каждого из них изотопным составом серы, подобно тому как это было показано для других нефтегазоносных районов мира [21]. Поступление рудного вещества (процесс значительно более кратковременный, чем существо-



б



Т а б л и ц а 44. Изотопный состав серы в минералах ртутных месторождений Северо-Востока СССР

Месторождение	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
<i>Чукотка</i>		
Матачингай	Киноварь	0,4; 1,6; 2,1; 3,3
Тамватней	"	5,0; 5,8; 6,1; 7,0
участок Основной	Сера гипогенная	8,4
участок Троговый	Киноварь	7,1
	Пирит	7,7; 8,4; 8,6
участок Первенец	Метациннабарит	4,0
	Реальгар	5,0; 5,4; 5,8
	Сера гипогенная	6,4; 8,1
зона окремнения среди серпентинитов	Марказит	8,6
гипербазитовый массив	Сульфиды железа	4,2
<i>Корякское нагорье</i>		
Олюторское		
участок Верный	Киноварь	-8,6; -8,0; -5,0; -4,9; -2,8
	Антимонит	-8,5
участок Веселый	Киноварь	-8,3
	Антимонит	-8,9; -8,1
<i>О-в Карагинский</i>		
Карагинское	Метациннабарит	5,8
	Киноварь	-4,1; -2,1; -0,4; 8,2
	Барит	23,6

вание таких нефтегазоносных провинций) фиксировало этот сероводород в виде сульфидных руд.

Естественно, что за счет локальных условий разгрузки и смещения нефтяных и сульфатсодержащих вод динамика процесса сульфатредукции и, как следствие этого, изотопный состав сульфидной серы могут варьировать даже в пределах одного и того же месторождения. Примером тому



Фиг. 30. Положение ртутных месторождений в структурах Северо-Востока СССР

*a* — схема; *b* — обобщенный геологический разрез Анадырской впадины

*a*. 1 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 2, 3 — зоны Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости (2 — Анадырско-Камчатская, 3 — Олюторско-Камчатская); 4 — гранитоиды; 5 — гипербазиты; 6 — глубинные разломы; 7 — то же, разграничивающие разновозрастные структуры; 8 — ртутнорудные поля (М — Матачингайское, Т — Тамватнейское, Ол — Олюторское, К — Карагинское); 9 — бассейны с проявлениями нефти и газа (1 — Крест-Юконский, 2 — Анадырский, 3 — Олюторский); 10 — линия разреза А—Б

*b*. 1 — нижнемеловая вулканогенно-осадочная толща; 2 — ниже-верхнемеловые терригенные отложения; 3 — верхнемеловые угленосные и грубообломочные отложения; 4, 5 — средне-верхнепалеогеновые отложения: 4 — терригенные породы, 5 — то же, с линзами туфов; 6 — нижне-неогеновая терригенная толща; 7 — неоген-четвертичные терригенные отложения; 8 — гипербазиты; 9 — разломы; 10 — буровые скважины; 11 — ртутное месторождение; 12 — нефтепроявление; 1-3 — газопроявления

может быть рудопоявление на о-ве Карагинском. Не исключено, что определенную роль здесь играло островное положение месторождения в период его формирования, обусловившее участие морской воды в рудообразующих процессах.

Среди месторождений Чукотской провинции нами в небольшом объеме анализировались также образцы по Палянскому месторождению [64]. Разброс значений  $\delta^{34}\text{S}$  серы киновари составил около  $15^0/00$  (от  $-1,8$  до  $12,8^0/00$ ); по данным В.И. Бергера, В.Г. Кузьмина, С.Л. Миркиной и Р.Е. Прилуцкого (1976 г.), разброс значений более узкий – среднее  $2^0/00$ . Геологического и геохимического материала для однозначных выводов, как нам кажется, пока недостаточно. Укажем лишь, что гипотеза о заимствовании серы пиритов осадочной толщи для образования киновари (Бергер и др., 1976 г.) требует дополнительных доказательств. Выполненное нами [64] исследование изотопного состава серы в конкреции пирита и секущем его киноварном прожилке ( $\delta^{34}\text{S}$  соответственно равна  $6,9$  и  $12,8^0/00$ ) показало, что сера киновари не заимствуется по крайней мере из этой конкреции.

Американская ветвь Тихоокеанского ртутного пояса. Результаты исследования изотопного состава серы для месторождений Американской ветви Тихоокеанского ртутного пояса сведены в табл. 45. Это изучение было предпринято совместно с проф. Е. Бейли – известным специалистом в области ртутных месторождений, неожиданная кончина которого не позволила довести полученные материалы до публикации. Мы неоднократно встречались с ним, обсуждали результаты изотопных анализов и солидаризировались по основной идее работы – преувеливающей роли коровой серы в ртутном рудообразовании месторождений США.

Кратко остановимся на двух группах месторождений. На территории Мексики расположено неординарное месторождение Гуитцуко, где главным промышленным минералом является ливингстонит. Оно приурочено к меловой карбонатной толще с чрезвычайно широким развитием гипсов и ангидритов, которые обусловили проявление здесь солянокупольной тектоники. Изотопный состав гидротермального гипса (гидротермальная природа проанализированного образца установлена нами по результатам изучения газовой-жидких включений, температура гомогенизации которых составила  $100-150^\circ\text{C}$ ) соответствует составу серы ангидрита из осадочной толщи. Изотопный состав сульфидной серы отличается заметным обогащением тяжелым изотопом и большим разбросом изотопных отношений (до  $15,7^0/00$ ). Эти данные свидетельствуют о сульфатном источнике сульфидной серы, генерация которой происходила вблизи зоны рудообразования.

Другой пример – крупные месторождения Нью-Альмаден и Нью-Идриа в Калифорнии. Изотопный состав сульфидной серы этих месторождений близок метеоритному (см. табл. 45). Ртутное оруденение приурочено к протрузиям гипербазитов. Размещение месторождений в региональном плане контролируется крупным разломом Сан-Андреас (фиг. 31). В месторождениях Нью-Альмаден, Нью-Идриа и ряде других месторождений Калифорнии обнаружена жидкая нефть, твердые битумы из семейства асфальтитов и углеводороды, а на месторождениях Нью-Альмаден и Аббот опи-

Т а б л и ц а 45. Изотопный состав серы в минералах ртутных месторождений Западно-Американской ветви Тихоокеанского ртутного пояса

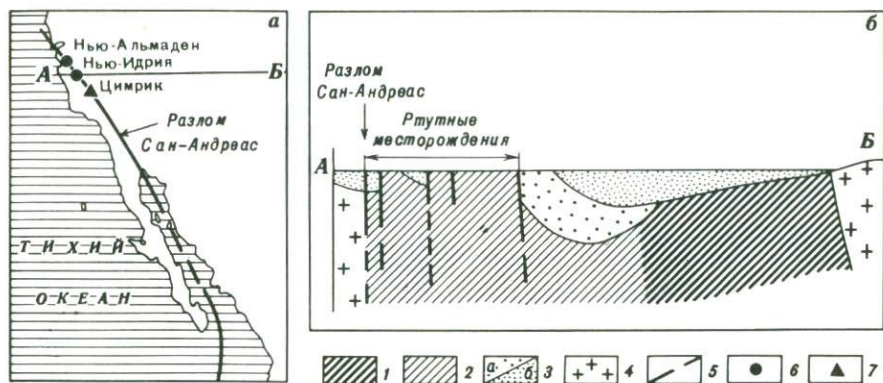
Месторождение	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
США		
Калифорния		
Нью-Альмаден	Киноварь	-6,0; -3,6; -3,0; 0,0; 0,8; 3,2
Гваделупе	"	3,2
Нью-Идрия	"	1,6; 2,7; 3,7
	Метациннабарит	3,0
Буена Виста	Киноварь	11,5
	Пирротин	7,2
Хелен	Киноварь	4,2
Алтуна	"	6,7; 10,4
Рид	"	0,5; 1,8
Сульфур-Бэнк	"	-2,3; -1,9; 1,1
	Антимонит	-4,8
Эль Капитан	Киноварь	3,5
	Гипс гидротермальный	4,7
Гейзеры (Сонома) *	Киноварь	2,3
	Метастибнит	-6,7
	Сера	-2,9
	$\text{SO}_4^{2-}$	-0,9
Невада		
Поинсеттия	Киноварь	0,1
Оукей	"	8,1
Шибар	"	-1,1; -0,5
Бачскин Пик	"	-7,3; -4,9
Кастл-Пик	Киноварь	-4,9
	Пирит	-2,3
Кордеро	Киноварь	-6,5
	Пирит	-13,9
Макдермит	Киноварь	-8,1
	Кордероит	0,95
Першинг	Киноварь	9,6
Риик	Сера	12,4
Дрю	Киноварь вторичная	3,9
Сильвер-Клауд	Киноварь	-0,1
Кахилл	"	8,0
Ред-Бед	"	10,1; 10,7
Голдбенкс	"	8,6
Вайт-Пикс	"	-2,4
Марипоза Каньон	Метациннабарит	9,1
	Барит	17,7
Макаду	Киноварь	-8,7
	Пирит	-15,4
Аризона		
Пайн Маунтин	Киноварь	-0,3
Айдахо-Альмаден	"	-3,9
Орегон		
Бретц	Киноварь	2,7

Таблица 45 (окончание)

Месторождение	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
<b>США</b>		
Мери Маунтин	Киноварь	-1,1
Аляска		
Циннабар Крик	Киноварь	-5,8; -1,3
Ред-Девил	"	-2,0
	Антимонит	-5,3
<b>Мексика</b>		
Гуитцуко	Антимонит	7,6; 17,5
	Ливингстонит	1,8; 2,8
	Гипс гидротермальный	16,2
	Ангидрит осадочный	16,0

\* Данные Д.Г. Брукинса (Brookins, 1970 г.).

саны специфические образования — "пенистые" жилы, состоящие из сферических скорлупок опала или кварца, заполненных нефтью и газом, внутри которых иногда отмечается киноварь [121]. Нефть по изотопному отношению  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  оказалась близкой нефти из меловых отложений нефтегазозного бассейна, расположенного к востоку от ртутного пояса Калифорнии [146]. Интересно в этой связи указать на исследование Д. Уайта с соавторами [147] по изотопному составу кислорода и водорода термальных вод Калифорнии. Они убедительно показали, что современные рудообразующие гидротермы (в том числе и формирующие ртутную минерализацию Сульфур-Бэнк и др.) образуются за счет смешения метеорных вод поверхностного происхождения и нефтяных вод элизионного происхождения. Региональная структура, изображенная на фиг. 31, б, была уже сформирована к периоду рудообразования, поэтому воды нефтегазозного бассейна разгружались и ранее по зоне разломов Сан-Андреас и опирающимся ее нарушениям и могли участвовать в ртутном рудообразовании. В том случае, когда в нефтяных водах отсутствовал сероводород, формировалось уникальное по типу нефтяное месторождение Цимрик, в нефтях и газах которого установлена самородная ртуть. Когда же эти газы при обработке месторождения смешиваются в трубопроводах с газами других нефтяных полей, содержащих сероводород, образуется киноварь. Это может в какой-то степени иллюстрировать модель ртутного рудообразования рассматриваемых месторождений, где трубопровод выполняет функцию рудоконтролирующего разлома. Из изложенных геологических и геохимических материалов очевидно участие коровой серы в формировании ртутного оруденения Калифорнии. Собственно изотопные данные по составу серы сульфидов весьма близки: близость к составу серы метеоритного троилита и часто встречающиеся отрицательные значения могли бы интерпретироваться как результат обмена между сульфидной и сульфатной серой, происшедшей за счет первично-ювенильной серы, если изотопные данные рассматривать обособленно от геологического материала. Привлечение же регионального геологического материала и других геохимических дан-



Фиг. 31. Геологическая позиция ртутных месторождений Калифорнии и ртутьсодержащего нефтяного поля Цимрик

*a* – схема размещения; *b* – разрез по линии А–В (геолого-геофизический профиль по 37-й параллели по Дж. Карлсону и Р. Вилдену). 1 – палеозойские и мезозойские метаморфические породы; 2 – юрские эффузивно-терригенные отложения (Франсисканская формация); 3 – меловые (*a*) и кайнозойские (*b*) осадочные породы; 4 – гранитоиды; 5 – разломы; 6, 7 – месторождения: 6 – ртутные, 7 – нефтяное

ных позволяет убедительно показать участие в рудообразовании сероводорода прилегающего нефтегазоносного района.

Курило-Камчатская вулканическая область. Остановимся подробнее на современных гидротермах, которые формируют в настоящее время ртутную и ртутно-сурьмяную минерализацию (табл. 46). Среди них есть такие, которые непосредственно не связаны с вулканизмом. К ним относятся Апапельские и Двухюрточные источники на Камчатке. Они представляют собой типичные азотные термы, для которых характерны малая минерализация, хлоридно-натриевый состав, высокое содержание  $\text{SiO}_2$ , газирование азотом, слабощелочная реакция. Такие воды пользуются исключительно широким распространением на земном шаре. Считается, что их формирование связано с глубокой циркуляцией атмосферных вод и взаимодействием с вмещающими породами. Результаты изучения изотопного состава серы в этих водах согласуются с таким предположением. Так, сульфатная сера в азотных термах Северного Тянь-Шаня, где неизвестны проявления молодого вулканизма, имела значения  $\delta^{34}\text{S}$  около  $10^0/00$  (В.И. Виноградов, 1964 г.). Аналогичный изотопный состав серы обнаружен в сульфате Апапельских вод ( $11,7^0/00$ ) и Двухюрточных источников ( $12,0$  и  $12,5^0/00$ ). Подобный изотопный состав сульфатной серы обычно присущ водам грунтового стока. Происхождение сульфатной серы с таким изотопным составом объясняется окислением рассеянной в породах сульфидной серы ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $4$  до  $6^0/00$ ) и последующим ее утяжелением при частичном восстановлении сульфата. Признаки такого восстановления в азотных термах всегда проявляются в виде небольших количеств сероводорода. Содержание сероводорода в воде Апапельских и Двухюрточных источников слишком мало, чтобы препятствовать выносу растворенной ртути; связывание ее на выходе источников вызвано дополнительной генерацией  $\text{H}_2\text{S}$  в самом грифоне. Это четко видно по особенностям отложения и изотопному составу сульфидной серы. В грифоне Апапельских

Т а б л и ц а 46. Изотопный состав серы в современных ртутьсодержащих термальных источниках и ртутных месторождениях Курило-Камчатской провинции

Место отбора проб	Минерал, серусодержащие соединения	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
Апальские источники	Киноварь	-9,6
	$\text{SO}_4^{2-}$	11,7
Двухюрточные источники	Пирит	-41,1
	$\text{SO}_4^{2-}$ (2)	12,0; 12,5
Вулкан Менделеева-Горячий пляж		
Горячий пляж*		
выход пара	$\text{H}_2\text{S}$	-0,3
источники	$\text{SO}_4^{2-}$ (2)	17,0; 28,6
скважина		
I водоносный горизонт	То же	17,9
II водоносный "	"	19,1
глубина 422 м	Ангидрит	18,3
Источники кислых сульфатных вод* (Нижне-Менделеевский, Нижне-Докторские и Верхне-Докторские)	$\text{SO}_4^{2-}$	10,4; 11,8
	Ярозит	11,6; 14,1; 17,4; 18,0
Вулкан Менделеева, сольфатарные поля		
	$\text{H}_2\text{S}$	1,2
	Сера (2)	1,2; 5,4
	Сульфиды железа	-2,4 ÷ 1,2
	Киноварь	-2,4
	Барит	5,2
	$\text{SO}_4^{2-}$	-1,6
	Алузит	22,3
Кальдера Узон*		
термальные поля		
	$\text{H}_2\text{S}$ (4)	-1,6 ÷ 3,0
	Сера (2)	-3,3; 1,3
	Пирит (7)	-6,1 ÷ 1,1
	Реальгар	1,1
	Аурипигмент	-1,2
	$\text{SO}_4^{2-}$ (выцветы на поверхности)	-2,5
термальные озера	$\text{SO}_4^{2-}$ (3)	0,0 ÷ 5,6
источники щелочных хлоридно-натриевых вод	То же	20,5
Месторождения Чемпуринской площади (Чемпура и Огонсинглы)		
	Киноварь	2,9
	Антимонит	-5,6
	Реальгар	3,9
	Пирит	3,2
	Алузит	21,1

\* Данные В.И. Виноградова [21, 71].

Примечание. В скобках - число проб.

источников киноварь иногда образуется на колониях водорослей. Изотопный состав серы в киновари равен  $-9,6^0/_{00}$ . Разница в  $20^0/_{00}$  между составом сульфатной и сульфидной серы соответствует разделению при одноактном процессе восстановления сульфата. По-видимому, образование сульфидной серы происходит за счет бактериального восстановления сульфата при помощи органических веществ. Грифоны изобилуют остатками растительности, а в растворах обнаружено высокое содержание ( $72 \text{ мг/л}$ ) органического вещества. Еще более наглядный пример поверхностного образования сульфидной серы представляют Двухюрточные источники. Изотопный состав пиритной серы равен  $-41,3^0/_{00}$ . Столь легкая сера может возникнуть лишь при циклическом ее участии в окислительно-восстановительных процессах.

На вулкане Менделеева и в кальдере Узон ртутьсодержащая сульфидная минерализация проявляется в непосредственной связи с современным вулканизмом, однако характер такой связи затухает в поверхностными явлениями. Особенно ярко участие поверхностных океанических вод проявляется в гидротермальной системе вулкана Менделеева (излагается по В.И. Виноградову [21, 71]). Здесь, у подножия вулкана, на протяжении нескольких сотен метров вдоль береговой линии Горячего пляжа, выходят минерализованные термальные хлоридно-натриевые воды. В глубоких скважинах минерализация вод доходит до  $26 \text{ г/л}$ , и по отношению хлора и натрия воды в точности отвечают составу океанической воды. Изотопный состав сульфатной серы минерализованных термальных вод также в точности соответствует составу сульфатной серы океанической воды. В верхних горизонтах и в естественных выходах минерализация термальных вод ниже, однако соотношения общей минерализации и содержания в них хлора и натрия остаются постоянными, что служит убедительным доказательством в пользу участия океанических вод в питании гидротермальной системы Горячего пляжа. Подобное описано и для многих других районов мира. Сульфатная сера ( $\delta^{34}\text{S } 17,0^0/_{00}$ ) в воде одного из источников, выходящего среди песчаных наносов Горячего пляжа, по изотопному составу серы в точности соответствует океаническому сульфату вблизи побережья острова ( $18^0/_{00}$ ). В другом источнике, выходящем из трещины в дацитовой экстружии, сера сульфата оказалась более тяжелой ( $28,6^0/_{00}$ ). Столь тяжелый ее изотопный состав легко объясняется морским происхождением сульфата термальных вод и последующим ее утяжелением за счет высокотемпературного восстановления в присутствии водорода или других восстановителей. Скорость высокотемпературного восстановления становится вполне ощутимой уже при температуре  $200^\circ\text{C}$  (Малинин, Хитаров, 1969 г.). Представление о сульфатном источнике сульфидной серы в термальных водах вулканических районов развивали А.М. Овчинников [55], А.И. Германов (1961 г.) и В.В. Иванов (1961 г.). При восстановлении сульфатов сера сероводорода относительно обогащается легким изотопом. В интервале температур  $100\text{--}200^\circ\text{C}$  степень обогащения может достигать  $20^0/_{00}$ . Поэтому изотопный состав серы сероводорода в термальных водах Горячего пляжа ( $\sim 0^0/_{00}$ ), несмотря на его равенство составу метеоритной серы, хорошо согласуется и с представлением о первично-морском сульфатном источнике сульфидной серы.

Бассейн развития хлоридно-натриевых щелочных гидротерм Горячего

пляжа обрамляется выходами кислых источников на склонах вулкана Менделеева, а в кальдере вулкана наблюдаются типичные сольфатарные поля. Многообразие химических типов вулканогенных вод объясняется явлениями испарения, дегазации и последующей конденсацией глубинных подземных вод, которые смешиваются вблизи поверхности с грунтовыми водами и подвергаются окисляющему воздействию атмосферного кислорода. В этом случае изотопный состав серы сероводорода в паровых струях будет сходен с составом сероводородной серы питающих их вод. Так, изотопный состав сульфидной серы из сольфатарных образований и ртутьсодержащей колчеданной залежи вулкана Менделеева близок составу серы сероводорода в водах Горячего пляжа [71]. Что же касается сульфатной серы, то ее происхождение во вторично нагретых водах двояко. Большая ее часть, по-видимому, образуется за счет окисления сульфидной серы; в этом случае ее изотопный состав не изменяется ( $\delta^{34}\text{S}$  сульфатной серы барита и  $\text{SO}_4^{2-}$  в воде грязевых котлов в пределах сольфатарных полей вулкана Менделеева равно  $0^0/0_0$ ). Другая часть сульфатной серы возникает за счет сульфата при подсосе глубинных подземных вод хлоридно-натриевого состава, аналогичных водам Горячего пляжа, или при поступлении  $\text{SO}_2$ , образовавшегося при термическом разложении сульфата вод, и последующем его окислении. Подмешивание такой серы приводит к утяжелению изотопного состава серы сульфатов в вулканических термах поверхностного происхождения; в кислых сульфатных термах вулкана Менделеева  $\delta^{34}\text{S} 11,6 \div 18^0/0_0$ .

Результаты изучения изотопного состава серы в кальдере Узон дают картину, в общем сходную с наблюдаемой на вулкане Менделеева (по В.И. Виноградову). Изотопный состав сульфидной серы близок нулевому значению. Такой же или близкий состав имеет сера вторичных сульфатов, а также сульфатная сера термальных озер; по-видимому, большая ее часть образуется за счет окисления сероводорода, и только в одном источнике изотопный состав сульфатной серы оказался равным  $20^0/0_0$ . Если эта цифра отражает изотопный состав сульфатной серы глубинных подземных вод хлоридно-натриевого состава, то можно говорить о заимствовании их из водонасыщенных пород земной коры. Существование реликтовых вод в породах обширной тектонической депрессии, в пределах которой расположен вулкан Узон, вполне вероятно. В этом случае "нулевое" значение изотопного состава сульфидной серы отвечает одноактному процессу восстановления сульфата. По-видимому, образование сульфидной серы часто происходит вследствие бактериального восстановления сульфатов при участии органического вещества. Таково, очевидно, происхождение иголок антимонита на остатках растительности и обломках древесины; в этом же плане заслуживают внимания данные Н.С. Бескровного и др. (1971 г.) о приуроченности значительных скоплений нефти к сульфидоносным просям на современных термальных полях Узона.

В районе действия некоторых термальных источников Курило-Камчатской вулканической зоны, отлагающих в настоящее время сульфиды ртути и сурьмы, известны молодые месторождения этих металлов. Таковы месторождения Чемпуринской площади — район гор Чемпуры и Огонсинглы. Возраст их четвертичный, а возможно, даже верхнеплиоценовый. По изотопному составу серы между рудопроявлениями Чемпуринской площади

и гидротермальными системами вулкана Менделеева, Горячего пляжа и кальдеры Узон наблюдаются черты сходства, в частности, по-видимому, во всех случаях в рудообразовании принимала участие сульфатная сера, близкая по составу сере океанического сульфата. Такой состав серы зафиксирован в алуните Чемпуринской площади, подобно тому как это отмечалось в алуните вулкана Менделеева, в сульфатной сере вод Горячего пляжа и кальдеры Узон. Это свидетельствует об определенном генетическом родстве рассматриваемых явлений. По-видимому, сульфат-ион во всех этих случаях имеет первично-океаническое происхождение и заимствуется из современных или реликтовых морских вод. Изучение изотопного состава сульфидной серы дает основание предполагать, что во всех рассмотренных примерах на образование киновари, антимонита, реальгара, аурипигмента и других сульфидов идет сероводород "местного" происхождения.

Резюмируя вышеизложенное, необходимо подчеркнуть, что вывод о "местном" источнике сероводорода, образующегося абиогенным или биогенным путем, вряд ли вызывает сомнение, если рассматривать изотопный состав серы сульфидов из районов современного ртутного рудообразования в целом. Если же каждое проявление рассматривать изолированно, что, на наш взгляд, неправомерно, то такой вывод не всегда представляется однозначным.

Верхояно-Колымская провинция. Ртутные и ртутно-сурьмяные месторождения этого региона изучались нами совместно с М.А. Галкиным (Виноградов, Озерова, Галкин, 1972 г.), В.И. Бергером, В.В. Масленниковым и И.В. Губановым. Верхояно-Колымская провинция в целом может рассматриваться как сложнопостроенный артезианский бассейн. В ее строении участвуют два структурно-формационных комплекса пород. Нижний терригенно-карбонатный комплекс слагает восточный и западный борта складчатой системы и представлен в основном известняками и доломитами рифея и палеозоя. Породы характеризуются высокой битуминозностью вплоть до выделений жидких битумов. В разрезе терригенно-карбонатного комплекса на нескольких уровнях встречаются горизонты гипсов и ангидритов: в девонских отложениях и местами в силурийских и верхнеордовикских толщах. В пределах отложений нижнего комплекса размещаются месторождения, принадлежащие Уяндино-Ясачнинскому ртутному поясу (восточный борт системы). Верхний геосинклиальный терригенный комплекс (карбон-юра) слагает внутреннюю часть Верхояно-Колымской провинции. В его пределах расположена Дулгалахская сурьмяно-ртутная зона. Верхояно-Колымская складчатая система на схеме нефтегеологического районирования территории СССР [34] отнесена к нефтегазоносным и возможно нефтегазоносным провинциям.

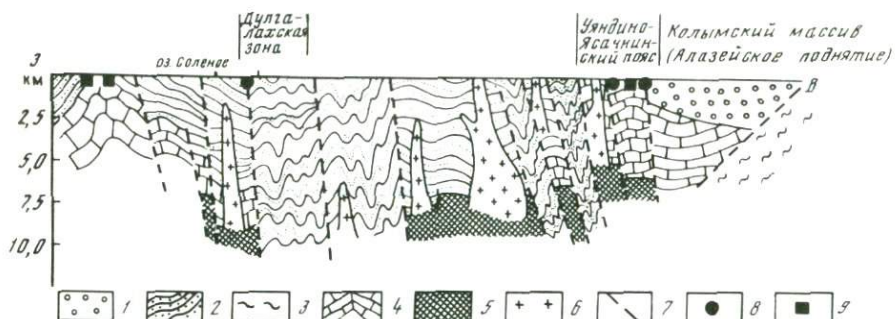
По результатам изотопных исследований (табл. 47) с учетом региональной геологической позиции все изученные месторождения могут быть разделены на две группы: 1) месторождения, расположенные в борту Верхояно-Колымской складчатой системы и входящие в состав Уяндино-Ясачнинского рудного пояса; 2) месторождения внутренней части этой системы — Дулгалахская рудная зона (фиг. 32). Для первой группы месторождений определяющим является влияние вмещающих терригенно-карбонатных отложений с эвапоритами, для второй — многокилометровой толщи терригенных пород верхоянского комплекса.

Т а б л и ц а 47. Изотопный состав серы в минералах месторождений Верхояно-Колымской провинции

Месторождение, участок	Рудовмещающие породы	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
<b>Уяндино-Ясачнинский рудный пояс</b>			
<b>Лево-Сакынджинский рудный узел</b>			
Гал-Хая	Терригенно-карбонатные отложения ( $\text{O}_2 - \text{D}_2$ )	Пирит	5,8
		Киноварь	8,1
		Реальгар	14,8
		Аурипигмент	14,9
		Сера самородная	16,1
		Гипс гидротермальный	15,0; 17,9
		Барит	50,0
Скрытое	То же	Киноварь	3,9
		Гипс гидротермальный	14,7
		Гипс осадочный	14,7
Северное	''	Киноварь	13,1
Средний	''	''	15,8
Мальш	''	''	24,5
Восток	''	''	26,8
Пологий	''	Антимонит	0,9; 2,3
<b>Догдинский рудный узел</b>			
Кыринское	Карбонатная гипсоносная толща ( $\text{O}_3$ )	Киноварь	2,2; 3,6; 4,7; 4,7; 5,7; 5,7; 7,8
		Галенит	21,6
Район Кыринского месторождения	То же	Гипс осадочный	22,6; 24,5; 24,5; 24,5; 24,9; 25,3; 25,5; 25,7; 25,9; 26,4; 26,6; 27,9; 28,8; 28,8
		Галенит	0,4; 0,9; 2,8; 28,8
		Сфалерит	2,6
		Пирит	3,2; 4,4
		Галенит	0,1; 0,6
Западное	То же	Пирит	0,9; 4,2
		Сфалерит	2,0
		Галенит	1,9
Левый берег р. Догдо	Вторичные кварциты в липаритах ( $\text{J}_3$ )	Пирит	5,4; 1,5
		Галенит	1,9
Догдо	Опалиты и вторичные кварциты в кварцевых порфирах ( $\text{J}_3$ )	Галенит	-2,3; -1,5
		Сфалерит	-1,5
		Пирит	-1,1
		Киноварь	-13,4; -12,6; -11,6; -10,3; -10,2; -9,2; -9,1; -7,7; -7,6; -6,9; -6,5; -1,9; 0,7
		Галенит	-2,3; -1,5

Таблица 47 (окончание)

Месторождение, участок	Рудовмещающие породы	Минерал	$\delta^{34}S, ‰$
<b>Уяндино-Ясачинский рудный пояс</b>			
Догдо		Барит	13,6; 14,2; 15,3; 15,9; 22,1; 25,9
		Гипс гидротермальный	36,5
		Гипс (сульфатная зона)	9,7; -2,9; -2,5; -0,9; -0,7; 0,5; 0,8; 1,2; 1,8; 2,0
		Фиброферрит (зона окисления)	-2,0; -1,6
<b>Чибагалахская группа рудопроявлений</b>			
Басканья-Мур	Карбонатная гипсоносная толща ( $O_3 - D_2$ )	Реальгар	7,0
		Киноварь	9,2; 9,8; 11,6; 11,6
Чибагалах Район рудопроявлений Басканья-Мур	То же	Барит	21,5
		Гипс осадочный	18,2
		Ангидрит осадочный	25,6
<b>Урультунский рудный узел</b>			
Урультун	Карбонатная толща ( $D_3$ )	Сфалерит	2,8
		Киноварь	6,8
<b>Дулгалахская рудная зона</b>			
Тирэхтэх	Терригенные отложения верхоянского комплекса (P-T)	Киноварь	-0,8
Садьяс Мугурус	То же	Антимонит	-1,3
		Халькопирит	-6,4
		Пирит	-1,0
Восточное Буор	"	Сфалерит	8,8; 14,9
		Антимонит	-15,1
Загадка	"	"	-7,6; -7,3; -4,5; -3,4; 1,6
		Галенит	-5,9
		Сфалерит	-4,7; -3,8; 1,3
		Сульфосоля	-6,6; -3,8
		Киноварь	-3,5; -3,4
		"	-3,3; -0,3
		"	-3,7; -3,0; -3,0; -2,6; -2,4; -2,4; -1,6; -0,6; -0,4; 0,0
Грива Звездочка	"	"	-14,2
		"	-3,6
Нюэле	"	Пирит	-14,2
		Галенит	-3,6



Фиг. 32. Положение ртутных месторождений в структурах Верхояно-Колымской складчатой системы (геологический разрез)

1 — мезозойские терригенные (молассоидные) отложения; 2 — породы верхоянского комплекса; 3 — палеозойско-мезозойские терригенно-вулканогенные эвгеосинклинальные комплексы (Алазейско-Олойская система); 4 — протерозойско-палеозойские терригенно-карбонатные комплексы краевых блоковых поднятий; 5 — метаморфические комплексы в основании мезозой Верхояно-Колымской системы; 6 — позднемезозойские гранитоиды; 7 — разломы; 8, 9 — месторождения: 8 — ртутные, 9 — свинцово-цинковые

В пределах Уяндина-Ясачнинского ртутнорудного пояса, в свою очередь, выделены три подгруппы месторождений (см. табл. 47). Первая включает месторождения, залегающие непосредственно в терригенно-карбонатных породах среднего ордовика—верхнего девона с гипсами и ангидритами. Сульфиды этих месторождений характеризуются всегда положительными величинами изотопного состава серы при широкой дисперсии значений: Лево-Сакьнджинский рудный узел ( $0,9 \div 26,8^0/00$ ), Кыринское месторождение в Догдинском рудном узле ( $2,2 \div 21,6^0/00$ ), Чибгалахская группа рудопоявлений ( $7,0 \div 11,6^0/00$ ); сюда же можно отнести и Урультунский рудный узел ( $2,8 \div 6,8^0/00$ ). Гидротермальные сульфаты по изотопному составу серы часто соответствуют сульфатам эвапоритов вмещающих пород, но иногда они значительно утяжелены до  $50^0/00$ . Близость изотопного состава серы гидротермальных сульфатов изотопному составу гипсов и ангидритов осадочных толщ позволяет считать, что первые образовались за счет перетолжения осадочных сульфатов. Наиболее детально изученная нами гипсоносная толща в районе Кыринского месторождения (по 200-метровому разрезу) имеет изотопный состав серы, изменяющийся в пределах  $22,6 \div 28,8^0/00$ . Величина  $22,6^0/00$ , вероятно, близка исходному составу серы сульфатов, а более высокие значения (до  $28,8^0/00$ ) характеризуют утяжеление ордовичских гипсов в ходе их эпигенетического восстановления. Местами сульфатредукция шла весьма интенсивно, так что почти весь сульфат расходовался, и в малом сульфатном остатке накапливался большой избыток тяжелого изотопа серы. Подобный сульфат ( $\delta^{34}S$   $50^0/00$ ) зафиксирован в барите из месторождения Гал-Хая (забегая несколько вперед, укажем, что он зафиксирован также в гипсе из месторождений второй подгруппы — Догдо,  $\delta^{34}S$   $36,5^0/00$ ). Именно такой режим восстановления при "ограниченном запасе" сульфатов привел к образованию рудных минералов с тяжелой сульфидной серой — до  $21,6^0/00$  в галените Кыринского месторождения и до 24,5 и  $26,8^0/00$  в киновари

месторождений Малыш и Восток (Лево-Сакындинский рудный узел). Наряду с общим утяжелением сульфидная сера характеризуется большим разбросом изотопных отношений, что определенно указывает на генерацию сероводорода в локальных зонах очагов разгрузки гидротермальных растворов. Сульфатредукция, очевидно, происходила за счет битуминозных веществ вмещающих пород. Как уже указывалось, здесь широко проявлена битуминозность пород; известны даже проявления жидких битумов. В локальных участках генерации сероводорода иногда создавались условия, благоприятные для образования самородной серы (месторождение Галхая); близость изотопного состава сульфидной и самородной серы свидетельствует о том, что они имели общий источник сероводорода.

Вторую подгруппу первой группы месторождений составляют полиметаллические проявления Догдинского рудного узла, генетически связанные с ртутными, — Западное и Солончанское, расположенные в краевых частях Догдинской вулканогенной впадины вблизи границы с карбонатными гипсоносными отложениями. Изотопный состав серы сульфидов здесь в основном равен  $0,1 \div 3,2^{\circ}/_{00}$ , но в одном случае достигает  $28,8^{\circ}/_{00}$ . Появление столь тяжелого сульфида определенно связано с влиянием гипсоносных карбонатных отложений, подобно тому как это отмечалось выше для месторождений Лево-Сакындинского рудного узла и Кыринского месторождения.

Третью подгруппу представляют ртутное месторождение Догдо и полиметаллическая минерализация левобережья р. Догдо. Они залегают среди вулканитов в центральной части Догдинской впадины, где гипсоносная карбонатная толща находится на глубине почти двух километров, и характеризуются всеми чертами близповерхностного поствулканического рудообразования. Ранние сульфиды на ртутном месторождении Догдо — галенит, сфалерит и пирит — имеют изотопный состав серы  $-2,3 \div 1,1^{\circ}/_{00}$ . Близкие значения ( $-5,4 \div 1,9^{\circ}/_{00}$ ) отмечаются в сульфидах на соседнем полиметаллическом проявлении левобережья р. Догдо. Более поздняя киноварь характеризуется облегченной серой ( $-13,4 \div 0,7^{\circ}/_{00}$ ). Заметно утяжелены бариты ( $13,6 \div 25,9^{\circ}/_{00}$ ) и, как уже отмечалось выше, один из гипсов ( $36,5^{\circ}/_{00}$ ). На месторождении Догдо широко развита сульфатная зона. Она, очевидно, гетерогенна по происхождению. С одной стороны, ее образование связано с окислением сероводорода, интенсивно генерировавшегося в ходе поствулканического рудообразования за счет абиогенной сульфатредукции, с другой — она формировалась как зона окисления сульфидных руд за счет процессов гипергенеза. Значительная часть гипса, по-видимому, первична (на это указывали Л.К. Дубовиков с соавторами, об этом также свидетельствуют полученные нами данные по температурам гомогенизации первичных газово-жидких включений в гипсе —  $100-120^{\circ}\text{C}$ ).

Изотопный состав серы гипсов довольно однороден:  $-2,9 \div 2,0^{\circ}/_{00}$ . Напомним, что окисление сульфидной серы не сопровождается существенным изотопным фракционированием. По-видимому, изотопный состав этих гипсов соответствует тому сероводороду, который продуцировался из сульфатов осадочных пород и связывался в ранние сульфиды — галенит, сфалерит, пирит. Такой сероводород частично участвовал и в формировании более поздней киновари; кроме того, широко развитые здесь процессы окисления—восстановления привели к появлению еще более облегченного

сероводорода, который в основном и высаживал ртуть. Изотопный состав серы в одной из пар минералов (гипс—киноварь) — наглядное тому свидетельство:  $-0,9\%$  в гипсе и  $-13,4\%$  во включениях киновари из этого гипса. Примесью сульфатов окисления объясняется появление баритов с более легкой, чем сера сульфатов вмещающих пород, серой.

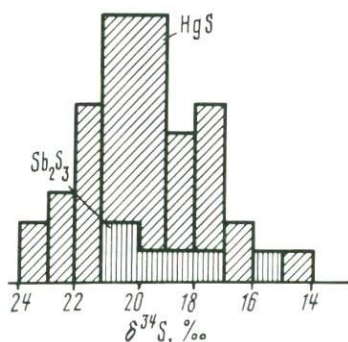
В Дулгалахской ртутно-сурьмяной зоне  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов в основном укладывается в пределы  $-7,6 \div 1,6\%$ , но есть и отклонения:  $8,8$  и  $14,9\%$  в сфалеритах рудопроявления Восточного,  $-14,2$  и  $-15,1\%$  соответственно в пирите месторождения Звездочка и антимоните рудопроявления Буор (см. табл. 47). Изотопный состав серы сульфидов здесь, по-видимому, формировался в результате взаимодействия двух очагов генерации сульфидной серы. С одной стороны, это сероводород прилегающей с запада Западно-Верхоянской нефтегазоносной области, воды которой разгружались по меридиональному глубинному разлому, контролирующему размещение рассматриваемых месторождений, и участвовали в процессе их формирования; свидетельства участия этих вод в рудообразовании сохранились в виде углеродсодержащих соединений в рудах месторождений — антраксолите, шунгите, графите. С другой стороны, определенное влияние на изотопный состав серы сульфидов оказывали отдельные отторженцы пород девонской эвапоритовой толщи, поднятые по глубинному разлому. Косвенным указанием существования таких отторженцев является Соляное озеро вблизи месторождения Загадка (см. фиг. 32). На берегу озера известны отложения солей. Минерализация воды здесь составляет  $2$  г/л, в то время как в обычных горных озерах она равна  $0,1-0,2$  г/л; химический состав воды и отношение хлора к бромю (450) указывают на то, что воды озера сформировались при участии процессов растворения каменной соли. Участие таких вод в рудообразовании можно объяснить появление на рудопроявлении Восточном сульфидов с заметно утяжеленной серой.

Южно-Китайская ртутно-сурьмяная провинция. Обычно ее включают в Тихоокеанский ртутный пояс, точнее в его внешнюю зону (В. Кузнецов, 1974 г.; Радкевич, 1977 г.; [42]). Мы будем придерживаться принятого районирования, хотя оно не достаточно строго отражает существующую здесь геологическую ситуацию. Ведь Тихоокеанский ртутный пояс соответствует одноименному складчатому поясу периферии Тихого океана, а Южно-Китайский регион — отчетливо выраженная провинция тектоно-магматической активизации, которая привела к деструкции области древней консолидации — Китайской платформы. Палеогеологическая обстановка ко времени ртутного рудообразования здесь в общих чертах близка той, что наблюдалась для Лево-Сакындинского рудного пояса в Якутии. Оруденение расположено в мощной карбонатной толще (в данном случае кембрия) по периферии стабильных массивов, в бортовых частях прогибов, соответствующих, по Чен Го-да, зонам активизации. Такое положение занимает, в частности, Хунань-Гуйчжоуская ртутная зона, к которой приурочено одно из крупнейших ртутных месторождений мира — Ваньшаньское рудное поле.

Анализы изотопного состава киновари, выполненные нами ранее для трех месторождений этого рудного поля, выявили значительное утяжеление сульфидной серы:  $19,5 \div 29,8\%$  [64]. Детальные исследования, проведенные в последние годы китайскими исследователями [123], показали

обогащение киновари и антимонита тяжелым изотопом серы для всей группы месторождений Ваньшаньского рудного поля (фиг. 33), а также для других месторождений Юго-Восточного Китая — Хиушань, Лула, Джиаоли, Вухуань, Данджай, Иилян и Гонгуань. Это, по мнению китайских ученых, однозначно свидетельствует о происхождении сульфидной серы рассматриваемых месторождений из осадочных сульфатов. Необходимое для этого органическое вещество присутствует в избытке во вмещающих породах месторождения. Битумы широко участвуют в процессах ртутного рудообразования; здесь описаны кристаллы кварца, где в газовой-жидких включениях наблюдаются совместные выделения киновари и твердых, жидких и газообразных битумов [102, 123]. По газовой-жидким включениям установлен состав рудообразующих растворов [123]. Минерализация растворов

Фиг. 33. Гистограмма изотопного состава серы, киновари и антимонита из ртутных месторождений Ваньшаньского рудного поля



для Ваньшаньской группы месторождений составляет 17–27 вес.%; химический состав растворов:  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и относительно высокая концентрация  $\text{CO}_2$ . Изотопный состав углерода жильных доломитов и кальцитов, ассоциирующих с киноварью, близок таковому вмещающих пород, а изотопный состав водорода из газовой-жидких включений соответствует составу водорода метеорных ("дождевых") вод [123]. Эти данные убедительно свидетельствуют о широком участии подземных вод рассольного типа в ртутно-сурьмяном рудообразовании месторождений ваньшаньского типа в Китае; причиной утяжеления сульфидной серы могло быть далеко зашедшее, очевидно, бактериальное восстановление сульфата морского генезиса в замкнутых горизонтах погребенных вод.

С точки зрения рассмотрения источников серы в ртутных месторождениях чрезвычайно интересным представляется ртутьсодержащее газовое месторождение Зальцедель-Пекензен (ГДР). Киноварь здесь не образуется, несмотря на то что концентрация ртути в водах весьма значительна, а в газах она близка пределу насыщения. Это обусловлено отсутствием сероводорода и надежной изолированностью газоносных пластов (пластичные глины и пласты солей) от вышележащего гипсоносного горизонта цехштейна, где продуцируется сероводород. Такие условия — отсутствие сероводорода — довольно экзотичны на нашей планете, поскольку распространенность сероводородных газов практически совпадает с площадями развития осадочного чехла планеты (А. Щербаков и др., 1974 г.), а их влияние далеко выходит за пределы осадочного чехла и распространяется на складчатые зоны и кристаллическое основание в обрамлении впадин.

Очевидно, отсутствием сероводорода обусловлено образование на месторождении Зальцведель-Пекензен бессернистых ртутных минералов — металлической ртути, свинцовых амальгам и нового минерала альтмаркита (HgPb). Месторождение Зальцведель-Пекензен следует рассматривать как модельный объект, где можно наблюдать геологически изолированные очаги генерации ртути и серы; отсутствие же проводящих путей между ними не позволило этим элементам реализоваться в киноварное оруденение.

Суммируя изложенные выше данные, следует подчеркнуть два обстоятельства. Первое. Особенности распределения изотопного состава серы в рудах ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений не связаны с их размещением в планетарных структурах Земли, а зависят от конкретной геологической обстановки; не представляли в этом отношении исключения месторождения, приуроченные к гипербазитовым поясам, и вулканогенные месторождения. Второе. Совокупность изотопных и геологических данных позволяет прийти к заключению об определяющей роли коровых источников серы в формировании разнотипного ртутного и ртутно-сурьмяного оруденения. Мы не можем исключить участие мантийной серы в ртутном рудообразовании вообще, особенно в случае соответствия изотопного состава серы метеоритному стандарту, однако в изученных нами подобных случаях он может быть логично объяснен и с позиций корового ее происхождения. Примеров такой интерпретации с привлечением различного рода геолого-минералогических и геохимических материалов приведено выше предостаточно. В этой связи следует вспомнить высказывание В.И. Вернадского о том, что история большинства химических элементов после образования земной коры характеризуется замкнутыми круговыми процессами; процессы в ней начинаются и в ней кончаются. "Только выделив все то, что может быть связано и установлено при этом допущении, можно выяснить, что же не укладывается в эти рамки и в чем проявляется на нашем эмпирическом геохимическом материале влияние более глубоких слоев" [16, с. 73].

## ДРУГИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Сурьма — главный рудообразующий элемент ртутно-сурьмяных провинций — изучена значительно хуже, чем ртуть. В настоящее время мы не располагаем детальным знанием о ее поведении в различных природных процессах, как это сделано для ртути. Сурьма — частый спутник ртути в ее месторождениях, но это, однако, не означает, что ртуть и сурьма имеют единый источник. В этой связи следует обратить внимание на два обстоятельства: 1) широкое развитие монометалльных собственно ртутных месторождений, которых значительно больше, чем комплексных ртутно-сурьмяных; 2) существование сурьмяных месторождений с чрезвычайно низким уровнем концентрации ртути. Последние принадлежат золото-сурьмяной березитовой формации (например, месторождения Якутии и рудного района Сейняйоки в Финляндии); особенностью этих месторождений является приуроченность к участкам земной коры с гранитофильной металлогенией и контроль разломами корового заложения. Именно этим, очевидно, обусловлено низкое содержание в них ртути, которая имеет мантийное происхождение.

В связи с обсуждением вопроса об общности или различии источников ртути и сурьмы следует упомянуть работы В.И. Бергера [10] и А.Н. Моисеева (1971 г.) по выяснению степени влияния фундамента на специализацию рудных зон вулканогенных провинций. В общем виде вырисовывается, что интенсивность развития сурьмяного оруденения зависит от мощности и зрелости гранитно-метаморфического слоя. Это продемонстрировано В.И. Бергером для Тихоокеанского и Монголо-Охотского подвижных поясов. Во внутренних областях Тихоокеанского пояса в вулканогенных зонах с эвгеосинклинально-складчатый основанием на коре промежуточного (субконтинентального) типа преобладает ртутное оруденение, а сурьмяная минерализация проявлена незначительно. В то же время в глубь Азиатского и Северо-Американского континентов интенсивность сурьмяного оруденения возрастает, что хорошо коррелируется с увеличением мощности и зрелости гранито-метаморфического слоя. Восточная и западная части Монголо-Охотского пояса отчетливо специализированы на один из металлов — ртуть или сурьму. Восточная часть пояса, сложенная слабо метаморфизованными терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями, характеризуется развитием существенно ртутного оруденения, а западная (Забайкальское звено), где преобладают преимущественно метаморфические породы и гранитоиды, специализирована на сурьму. Статистические подсчеты, выполненные А.Н. Моисеевым, показали, что сурьмяное оруденение максимально развито в вулканогенных зонах, наложенных на сиалические блоки древней консолидации. Эти данные позволяют высказать предположение о различных уровнях генерации ртути и сурьмы: мантийных — для ртути и коровых — для сурьмы; в процессах формирования ртутно-сурьмяных месторождений оба эти металла могли вовлекаться в гидротермальный процесс и проявляться совместно по зонам глубинных разломов.

Вольфрам в собственно ртутных месторождениях весьма редок. Известно ртутное месторождение Тамватней на Чукотке, где он образует заметные концентрации. Основной его минерал — тунгстенит; шеелит и вольфрамит имеют подчиненное значение (Воеводин и др., 1979.; Горчаков, Лишневский, 1980 г.). Месторождение относится к типичным месторождениям листовитового типа, приуроченным к глубинным разломам с гипербазитами. Детальные геолого-геофизические исследования, проведенные П.Н. Горчаковым и Э.Н. Лишневским на этом месторождении, показали наличие на глубине скрытого гранитного plutона; его выражением на поверхности являются мелкие тела порфиривидных гранитов. Аналогичная ситуация наблюдается на Гейдарьинском рудопроявлении Малого Кавказа, где вольфрамово-ртутное оруденение также приурочено к гипербазитовому массиву и где известны молодые гранитоиды (Ситковский и др., 1960 г.). Очевидно, источники ртути и вольфрама в этих месторождениях различны. Ртуть поставляется в зону рудоотложения по крупным разломам мантийного заложения, которые маркируются массивами гипербазитов, а вольфрам связан с гранитоидами.

В то же время с сурьмой вольфрам образует довольно устойчивую геохимическую ассоциацию; хорошо известны сурьмяно-вольфрамовые месторождения. Ртуть же в таких месторождениях присутствует редко; ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения — скорее исключение, чем правило. Такого типа месторождения детально описаны А. Маухером, Р. Хеллем

[132, 134 и др.], Л. Лахузенем и др. Мы солидарны с мнением, высказанным В.И. Бергером [9, 10] и А.А. Оболенским [53], о коровом источнике вольфрама в этих месторождениях — о ремобилизации более ранних (стратиформных или связанных с гранитоидами) концентраций вольфрама. Особенно показательным в этом отношении ртутно-сурьмяно-вольфрамовое месторождение Гюмюшлер, вблизи которого известно более древнее шеелитовое скарновое оруденение. Местный источник вольфрама убедительно продемонстрирован также для ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья, в частности для Барун-Шивеинского месторождения, где он отчетливо связан с вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными формациями протерозоя, значительно обогащенных вольфрамом. Сурьма в этих месторождениях, по-видимому, также имеет коровое происхождение. Ртуть же, на наш взгляд, связана с более глубинными процессами (дегазацией мантии) и распространяется далеко за пределами собственно ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений по зонам глубинных разломов. В этом нас убеждает материал по Забайкалью.

По-видимому, столь же полигенны и источники металлов блеклорудно-киноварных и швацито-киноварных месторождений. Они являются составной частью ртутных поясов, приуроченных к разломам мантийного заложения и формируются на фоне развития медного оруденения в регионе, представленного либо медистыми песчаниками, либо различными типами гидротермальных медных месторождений, связанных с гранитоидами. Например, месторождение Рудняны в ЧССР расположено в полосе развития медьсодержащих красноцветных отложений перми, а месторождение Тепар в Средней Азии и месторождения такого же типа в Алтае-Саянской провинции локализованы в аналогичных породах девона. Месторождения же Орд и Пунитаки на Американском континенте образовались в участках пересечения американской ветви Тихоокеанского ртутного пояса с рудными зонами медного профиля, где медное оруденение представлено шластовыми месторождениями медных вкрапленных руд в вулканогенных отложениях, медно-порфировыми, скарновыми месторождениями и др. Таково же положение месторождения Кульпольней на Северо-Востоке СССР; здесь наблюдается совмещение ртутного оруденения Южно-Ануйского прогиба с медно-порфировым оруденением Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной зоны. Описанную ситуацию на блеклорудно-киноварных месторождениях, очевидно, можно объяснить поступлением ртути по зонам глубинных разломов и заимствованием меди из осадочных или гидротермальных образований с рудными или просто повышенными концентрациями этого металла. По-видимому, заимствование меди происходит не только при образовании оруденения блеклорудно-киноварного типа (здесь медная минерализация проявлена в промышленных количествах), но и при формировании других типов ртутных месторождений, где медь установлена лишь минералогически. Процесс заимствования меди из вмещающих пород наблюдался нами при изучении молодой ртутно-колчеданной залежи вулкана Менделеева на о-ве Кунашир [65], где в гидротермально измененных породах (опалитах) установлено заметное уменьшение содержания меди по сравнению с неизменными лавами, а в колчеданных рудах, наоборот, обогащение; эта медь реализуется на образование халькозина, ковеллина, самородной меди и медных окислов и гидроокислов.

В настоящее время имеется большое число данных, свидетельствующих об определяющей роли корового свинца в формировании свинцовых минералов на ртутно-сурьмяных месторождениях и генетически связанных с ними полиметаллических месторождениях и рудопроявлениях. В первую очередь это касается данных по изотопному составу свинца. Они известны для ртутно-полиметаллических и полиметаллических месторождений Большого Донбасса [8, 38, 83], Келянского сурьмяно-ртутного месторождения в Прибайкалье (Бергер и др., 1977 г.), ртутных и сурьмяно-ртутных месторождений Верхояно-Колымской провинции (Гал-Хая, Северное, Загадка, Звездочка и др.), месторождения Пламенное на Чукотке (данные В.И. Бергера) и стратиформных ртутных месторождений Китая [123]. В одних случаях изотопный состав свинца свинцовых минералов ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений соответствует таковому свинца, выделенному из вмещающих пород, в других — отчетливо его смешение со свинцом подстилающих толщ (например, пород докембрийского кристаллического фундамента в Донбассе или палеозойской карбонатной толщи на Чукотке). Роль последнего иногда может быть определяющей.

Выщелачивание свинца и цинка из вмещающих пород (по геохимическим данным) показано Г.А. Булкиным и О.Н. Лепилиным, А.П. Большаковым и Б.С. Пановым и др. на примере Никитовского рудного поля (ореолы выщелачивания). По-видимому, эти металлы пошли на образование тех небольших количеств собственных свинцовых и цинковых минералов, которые обнаружены в рудах этого месторождения. Современные процессы заимствования свинца и цинка при рудообразовании наблюдались нами на вулкане Менделеева, где уровень концентраций этих элементов практически не изменяется в ряду лавы—опалиты—ртутьсодержащие колчеданы. Меняется лишь форма их фиксации. В колчеданных рудах они проявляются в основном в виде галенита и сфалерита.

Весьма убедительны данные о выщелачивании железа из породообразующих минералов вмещающих пород. Процессы аргиллизации, окварцевания и опализации, характерные для ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений, происходят с существенным обеднением вмещающих пород железом и последующим его переотложением в виде ореолов пегитизации и сульфидов железа в самих рудах. Довольно отчетливо это проявлено на вулкане Менделеева, где в настоящее время можно наблюдать процессы выноса железа при опализации вулканогенных пород и последующее его высаживание сероводородом из сернокислых растворов при образовании ртутно-колчеданной залежи (С.И. Набоко, Г.М. Власов, В.Л. Русинев, В.П. Логинов и др.).

Однозначно решается вопрос об источниках никеля и кобальта в ртутных рудах. Они образуют сульфиды в ртутных месторождениях преимущественно лиственитового типа, где заимствуются из вмещающих ультраосновных пород; это отчетливо наблюдается на ртутных месторождениях Югославии (Jadrani, Rakić, 1965 г.), Алтае-Саянской области, Сахалина (Васильев и др., 1969 г.) и т.д. Об этом же свидетельствуют установленные Е.П. Захаровым и Г.П. Захаровой (1983 г.) ореолы выщелачивания никеля и кобальта на ртутных месторождениях. Из последних данных следует отметить материалы А.С. Борисенко, В.И. Лебедева и В.Г. Тюлькина [12], свидетельствующие о коровом, а не ювенильном источнике этих металлов и в

кобальт-никелевых месторождениях, принадлежащих наряду с ртутными и другими месторождениями генетическому ряду рудных формаций мезозойского этапа тектоно-магматической активизации (Алтае-Саянская провинция).

Петрогенные элементы (кальций, магний, кремний, алюминий, барий и др.), участвующие в ртутном рудообразовании и образующие жильные минералы, наиболее чутко реагируют на состав вмещающих пород. Кварц, каолинит и дикиит образуются преимущественно в силикатных породах, карбонаты — в известняках и доломитах, а барит отлагается в том случае, если в разрезе присутствуют отложения с повышенными концентрациями бария (сотые и десятые доли процента).

Некоторые ртутные провинции характеризуются повышенными концентрациями селена и фтора, для которых они являются типоморфными элементами. Повышенной соленосностью, в частности, отличается Южно-Ферганский пояс [5, 102 и др.]. Здесь вполне вероятно заимствование селена из вмещающих пород, характеризующихся повышенным содержанием этого элемента (Сидельникова, Швей, 1970 г., и др.). Такой процесс предполагается и для ртутных месторождений Чукотки [17]. Для фтора подобных исследований не проводилось; для ртутных месторождений с заметными концентрациями фтора в виде флюорита (например, южно-ферганские месторождения) можно предполагать его глубинное происхождение.

Парагенезис ртути и углеводородов (твердых, жидких и газообразных) — хорошо известная и весьма характерная черта ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений. Примеры тому продемонстрированы выше при рассмотрении источников серы ртутно-сурьмяных месторождений. Была показана важная роль органического вещества в продуцировании сероводорода, участвующего в процессах рудообразования. Поэтому одна из важных предпосылок формирования крупных концентраций сульфидов ртути — наличие в районе пород, обогащенных органическим веществом, или нефтей. Последние и являются источником битумных веществ, ассоциирующихся с ртутными рудами.

Резюмируя изложенное об источниках вещества ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений, подчеркнем, что они включают как мантийные составляющие, в первую очередь ртуть, так и в значительной степени и коровые, в том числе рудные. Уже накопилось достаточно материалов, которые позволяют полагать, что основная часть таких металлов, как сурьма, вольфрам, медь, свинец, никель, кобальт, имеют коровое происхождение. Эти данные не позволяют согласиться с предложенной моделью формирования эпитермальных месторождений (включающих ртутные), принадлежащих генетическому ряду рудных формаций этапа тектоно-магматической активизации [54]. По этой модели последовательность формирования эпитермальных месторождений, выдержанность и повторяемость рядов рудных формаций в различных районах рассматривается как следствие прерывистого отделения флюидов от глубинных очагов базальтоидной магмы. На наш взгляд, эти ряды рудных формаций, включающие ртутные месторождения, нельзя рассматривать как порождение общих магматических очагов. Появление этих формаций предопределено геологической историей развития регионов, включающей литогенез, магматизм, тектогенез, метаморфизм и предшествующий рудогенез. Поэтому генетические связи

элементов, характеризующих эти ряды, более сложные, апосредованные, и выявление причин появления тех или иных геохимических ассоциаций следует рассматривать на фоне общего развития регионов.

В заключение — несколько замечаний о составе рудообразующих растворов. Уже первые данные исследования изотопного состава серы в ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях в совокупности с другими геологическими и геохимическими материалами [64] позволили установить в противовес существовавшим представлениям широкое участие подземных вод в ртутно-сурьмяном рудообразовании. Последующие работы в этом направлении (они изложены выше, в разделе, посвященном источникам серы) подтвердили это положение для многих изученных месторождений, принадлежащих известным планетарным ртутным поясам: Средиземноморскому, Центрально-Азиатскому и Тихоокеанскому. Это и неудивительно, так как ртутные месторождения формируются в поздние стадии развития подвижных зон земной коры, когда уже сформированы артезианские бассейны с мощной осадочной толщей, часто нефтегазоносные и с проявлениями эвапоритов. Важную информацию дают материалы по изотопному составу кислорода, водорода и углерода жильных минералов и законсервированных растворов; это данные З. Баогуи и Л. Вейи [123] по стратиформным ртутным месторождениям Китая, Е.К. Лазаренко, Б.С. Панова и В.И. Павлишина по Донбассу [38], Б.С. Панова, В.А. Корчевагина, В.И. Купенко и др. [83] по новому Донецкому рудопроявлению в Калминус-Торецкой впадине, Ю.А. Борщевского, А.А. Оболенского, С.Л. Борисовой и др. [13] по месторождениям Алтае-Саянской области, Д. Уайта с соавторами [147] по современным термальным водам Калифорнии, формирующим ртутную минерализацию, В.С. Брезгунова с соавторами (1968 г.) по гидротермам вулкана Менделеева и т.д. Они убедительно свидетельствуют о весьма существенной, определяющей, роли подземных вод (как захороненных морских и рассольных, так и метеорных) в ртутном рудообразовании. Это же подтверждается исследованиями состава газожидких включений (данные В.П. Федорчука и И.Н. Масловой, Л.А. Банниковой, Т.М. Суцевской и Б.И. Волкова, А.С. Борисенко и А.А. Оболенского, З.Я. Церцвадзе, Б.В. Захи, З. Баогуи и Л. Вейи) и водных вытяжек (В.И. Бергер, З.Я. Церцвадзе, В.Г. Кузьмин, Б.В. Захи и др.). В том случае, когда удавалось сопоставить их состав с гидрохимической зональностью подземных вод соответствующих районов (а это допустимо, поскольку ртутные месторождения — молодые и артезианские бассейны существенно не изменились), можно было видеть, что общая минерализация и макрокомпонентный состав рудообразующих растворов в значительной мере определялись составом подземных вод соответствующих провинций (хотя растворы в процессе рудообразования и изменялись за счет взаимодействия с вмещающими породами и осаджения минералов). Некоторые примеры приведены выше при рассмотрении источников серы. Следует напомнить, что А.М. Овчинников [56] рассматривал данные о газожидких включениях в минералах с гидрогеологических позиций и связывал их с гидрогеохимической зональностью водонапорных систем. Ртутные и ртутно-сурьмяные месторождения — хорошее тому подтверждение.

## ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОВЫШЕННЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ РТУТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ГЕОЛОГО-ИСТОРИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЕОХИМИИ РТУТИ

На основании изложенных в предыдущих разделах материалов по ртутоносности рудных и газонефтяных месторождений и источникам ртути в ртутных месторождениях в настоящем разделе сделана попытка рассмотреть некоторые особенности распределения ртути в планетарном масштабе и ее эволюцию в истории развития Земли.

### ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ – РУДНЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

Анализ размещения повышенных концентраций ртути в планетарном масштабе позволил установить, что рудные концентрации ртути, связанные с месторождениями различного вещественного состава, и геохимические аномалии приурочены к подвижным поясам мантийного заложения в пределах континентальных и океанических блоков земной коры.

Ртутоносность подвижных поясов в пределах океанических блоков земной коры рассмотрена нами [58] на примере Срединно-Атлантического хребта. Выше при обсуждении источников ртути уже отмечалось наличие повышенных содержаний ртути (при значительной дисперсии значений) в вулканических продуктах основного и кислого состава в пределах этой структуры – как на о-ве Исландия, так и на подводных вулканах. Такие же повышенные содержания установлены в современных осадках дна океана (фиг. 34, А). Кроме того, высокие содержания ртути обнаружены в вулканических газах Исландии в активную стадию извержения вулканов (табл. 48). Заметное повышение содержаний ртути зафиксировано и в придонной воде, которое авторы исследования (Carr, Jones, Ross, 1974 г.) четко связывают с активными центрами спрединга.

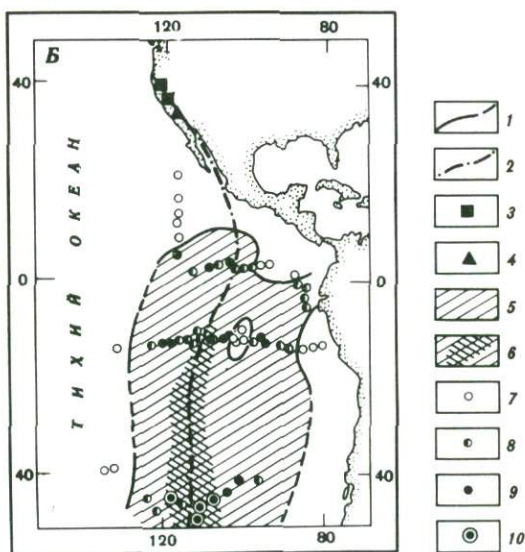
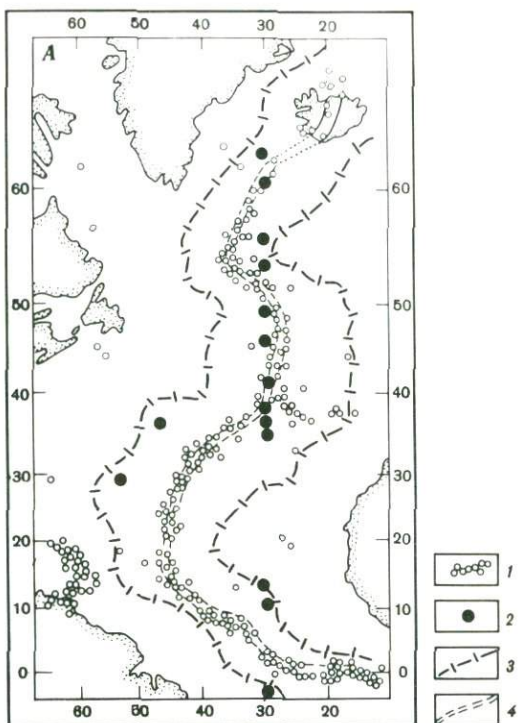
В пределах Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического поднятия также известны повышенные содержания ртути в современных океанических осадках, как по поверхностным пробам (фиг. 34, Б), так и по колонкам скважин (до 8 м). Они хорошо коррелируются с наличием высокого теплового потока в этом регионе и распределением магнитных аномалий ([126]; Сох, McMurtu, 1981 г.; Менард, 1971 г.). Структура океанического дна в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия чрезвычайно сложна. Главный хребет расчленен серией трансформных разломов северо-западного простирания. Одним из таких разломов, по мнению Т. Уилсона, является разлом Сан-Андреас на Северо-Американском континенте; он связывает расчлененные сегменты хребта в Калифорнийском заливе со срединно-океаническими хребтами на севере. Этот разлом контролирует размещение молодого ртутного оруденения Калифорнии, в частности месторождений Нью-Альмаден, Нью-Идрия, Сульфур-Банк и др.: к нему также приурочено ртутьсодержащее газонефтяное поле Цимрик с высокими содержаниями самородной ртути в нефти и газах. Таким образом, эманирование

**Фиг. 34.** Ртутьносность срединно-океанических хребтов

**А** – Срединно-Атлантический хребет; **Б** – Восточно-Тихоокеанское поднятие

**А.1** – эпицентры землетрясений (Такеучи и др., 1970 г.); **2** – участки отбора осадков, анализировавшихся на ртуть; **3** – граница хребта; **4** – Центральная рифтовая долина

**Б.1** – разлом Сан-Андреас (на континенте); **2** – осевая зона поднятия; **3** – ртутные месторождения Калифорнии; **4** – ртутьсодержащее нефтяное поле Цимрик; **5, 6** – области Восточно-Тихоокеанского поднятия с различным содержанием ртути в осадках (в мас.%; Boström, Fischer, 1969 г.): **5** –  $2 \cdot 10^{-6}$  –  $2 \cdot 10^{-5}$ , **6** – более  $2 \cdot 10^{-5}$ ; **7-10** – точки отбора проб с содержаниями ртути (в мас.%; Bostgöm, Fischer, 1969 г.): **7** – менее  $2 \cdot 10^{-6}$ , **8** –  $2 \cdot 10^{-6}$  –  $1 \cdot 10^{-5}$ , **9** –  $1 \cdot 10^{-5}$  –  $2 \cdot 10^{-5}$ , **10** – более  $2 \cdot 10^{-5}$



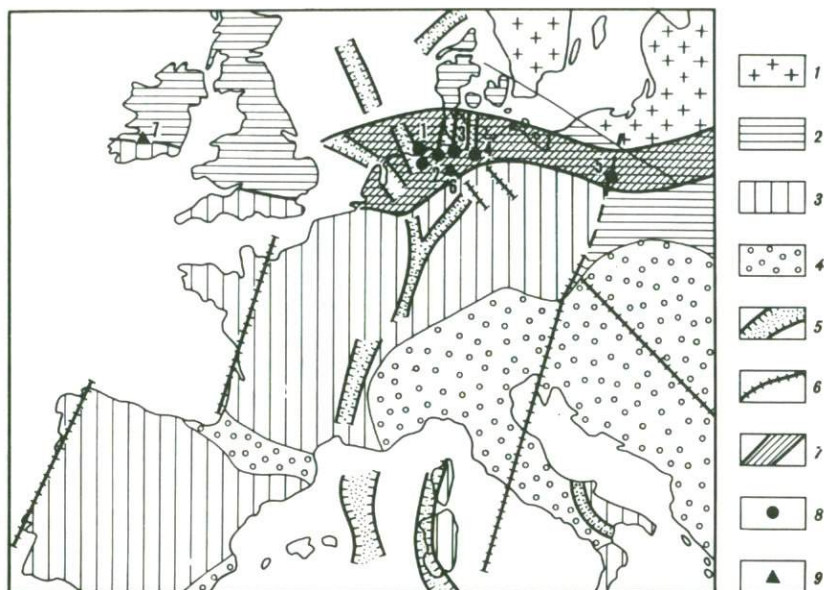
Т а б л и ц а 48. Ртуть в пределах Срединно-Атлантического хребта

Местонахождение, характеристика образцов	Число проб	Ртуть	
		пределы содержаний	среднее, ‰
Донные осадки			
красные глины, терригенные, фораминиферовые илы и др.	51	$8 \cdot 10^{-6} - 1,8 \cdot 10^{-4} ‰$	$4,4 \cdot 10^{-5}$
марганцевые конкреции	5	$(1-5) \cdot 10^{-4} ‰$	
Донные базальтоиды	7	$(1,8-4) \cdot 10^{-5} ‰$	
Азорские острова, базальтоиды	8	$8 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-5} ‰$	
Исландия			
базальтоиды	21	$1 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-4} ‰$	$1,9 \cdot 10^{-5}$
породы среднего и кислого состава	12	$2 \cdot 10^{-6} - 8 \cdot 10^{-5} ‰$	$3,6 \cdot 10^{-5}$
сульфиды (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит)	7	$4 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-4} ‰$	
воздух над вулканами во время извержения и фумарольный газ (Cöderge, Steinhörsson, 1977 г.)	7	$(1-26,8) \cdot 10^{-6} \text{ г/м}^3$	
вулканический газ (Olafsson, 1975 г.)	5	$(7,9-19,0) \cdot 10^{-6} \text{ г/м}^3$	
конденсаты пара (Дурасова, Барсуков, Вакин и др., 1982 г.)	2	$(2,3-5,5) \cdot 10^{-5} \text{ г/л}$	

ртути реализуется здесь накоплением ее в океанических осадках и образованием собственно ртутных (киноварных) и ртутьсодержащих газонефтяных месторождений.

В пределах континентального блока земной коры повышенные концентрации ртути установлены в обоих типах подвижных поясов: в геосинклинальных областях и зонах тектоно-магматической активизации. Глобальные закономерности размещения кинноварных месторождений здесь не рассматриваются; они изложены в работах В.И. Смирнова, В.А. Кузнецова, Г.А. Гвалчрелидзе, В.П. Федорчука и др. Как считалось до недавнего времени, собственно ртутные (киноварные) месторождения образуются в заключительные стадии развития геосинклинальных систем; выделялись Срединоморский и Тихоокеанский ртутные пояса. Работами В.А. Кузнецова, а впоследствии и других исследователей показана также важная роль зон тектоно-магматической активизации в локализации ртутного оруденения [37, 53]. Именно к таким структурам приурочен выделенный В.А. Кузнецовым Центрально-Азиатский планетарный ртутный пояс. Зоны тектоно-магматической активизации не только контролируют размещение кинноварных месторождений. Ртуть здесь проявлена значительно шире. На характеристике ртути, не связанной в таких зонах с ее собственными (киноварными) месторождениями, мы далее и остановимся.

Нами установлено, что региональные глубинные разломы, принадлежащие этим структурам, ответственны и за появление повышенных концентраций ртути в осадочных и метаморфических породах, а также в дайковом комплексе щелочных базальтоидов, наиболее близких по возрасту с ртут-



Фиг. 35. Ртутнорудный пояс Западной Европы

1-4 - складчатые области: 1 - докембрийская, 2 - каледонская, 3 - герцинская, 4 - альпийская; 5 - Рейнско-Ливийский рифтовый пояс; 6 - поперечные глубинные разломы; 7 - западная ветвь линеймента Карпинского; 8 - ртутоносные газовые месторождения (1 - Гронинген, 2 - группа месторождения Эмсланда, 3 - Южно-Ольденбургского и Нижнесаксонского районов, 4 - Альтмарк, 5 - Остров Велькопольски); 9 - полиметаллические месторождения (6 - Раммельсберг, 7 - Гортдрам)

ным оруденением. Однако гораздо важнее то, что зоны тектоно-магматической и тектонической активизации контролируют также размещение рудных и газонефтяных месторождений с заметными концентрациями ртути. Такие месторождения по запасам ртути иногда равны собственно ртутным (киноварным) месторождениям. Следует особо подчеркнуть сопряженность ртутьсодержащих рудных и газонефтяных месторождений и единый тектонический контроль их размещения. Эти материалы позволили предложить выделение ртутнорудных поясов нового типа. В отличие от известных ртутных поясов, где учитываются только собственно ртутные (киноварные) месторождения, ртутнорудные пояса нового типа выделяются по нертутным ртутьсодержащим месторождениям различного состава (как рудным, так и газонефтяным), среди которых есть объекты, промышленно значимые на ртуть и которые связаны с линейментными структурами планетарного масштаба [60]. К таким поясам можно отнести ртутный рудный пояс северной части Западной Европы, который выделен в первую очередь (по количеству имеющейся информации) по ртутьсодержащим газовым и газонефтяным месторождениям, но включает также и ртутьсодержащие рудные месторождения (фиг. 35). Геологическая позиция газовых месторождений охарактеризована выше при рассмотрении ртутоносности газов. Ниже приведена краткая геологическая характеристика выделяемого рудного пояса в целом и сделана попытка оценить промышленную значимость газовых и газонефтяных месторождений в отношении ртути, а также

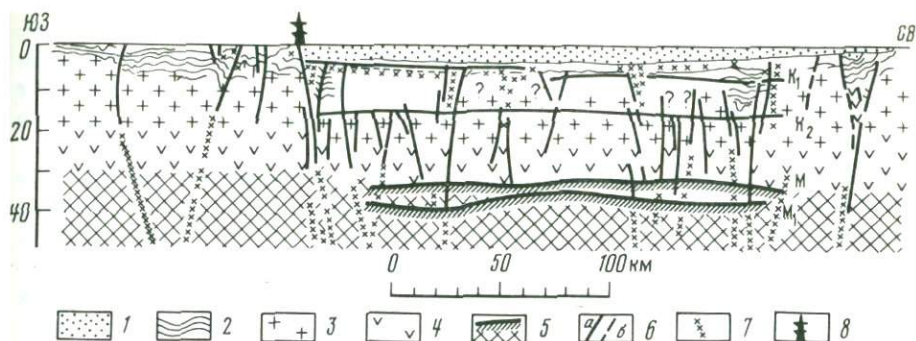
суммированы данные по ртутоносности рудных месторождений, приуроченных к этой структуре.

Рассмотрим кратко ртутьсодержащие газовые и газонефтяные месторождения. Месторождение Гронинген в Нидерландах. Как газовое оно считается уникальным: его перспективы оцениваются в 15 трлн. м<sup>3</sup>. При среднем содержании ртути  $2 \cdot 10^{-4}$  г/м<sup>3</sup> запасы ртути составят около 3000 т. Ртуть здесь извлекается в целях охраны окружающей среды, чтобы газ с высокой концентрацией ртути не поступал к потребителю. О ежегодной добыче ртути можно ориентировочно судить по следующим показателям: годовая добыча газа (данные за 1977 г.) составляет около 100 млрд. м<sup>3</sup>, соответственно количество высвобождающейся ртути — 20 т. Г. Тишendorf (Tischendorf et al., 1973 г.) указывал, что 75% этой ртути может быть извлечено.

В северных районах ФРГ известна серия газовых и газонефтяных месторождений с содержанием ртути  $1,5 \cdot 10^{-5}$ — $4,5 \cdot 10^{-4}$  г/м<sup>3</sup>. Как ртутные они являются небольшими. Исключением является Восточно-Ганноверская площадь, расположенная в пограничной зоне с ГДР (месторождение Вустров и др.), где содержание ртути самое высокое и составляет 3 мг/м<sup>3</sup>. Геологически месторождение Вустров может быть объединено с газовыми месторождениями Зальцведель-Пекензен провинции Альтмарк (см. фиг. 12). В опубликованных работах не приводятся данные о содержаниях ртути в газах месторождений Зальцведель-Пекензен, указывается лишь, что они близки пределу ее насыщения. При тех температурах, которые можно предполагать на этих месторождениях (приближающихся к 100°С), содержание ртути должно составлять около 3 мг/м<sup>3</sup>, что находится в соответствии с ее концентрацией на прилегающей Восточно-Ганноверской площади. Есть указание (Шеглов, 1972 г.), что из газов ГДР производится попутная добыча ртути. В целом запасы ртути в газовых месторождениях всего этого района могут быть весьма ориентировочно оценены в первые тысячи тонн.

Восточнее, в Польше, находится газонефтяное месторождение Острув Велькопольски с концентрациями ртути в газе от  $1 \cdot 10^{-5}$  г/м<sup>3</sup> до 2 мг/м<sup>3</sup>. Как ртутное оно, скорее всего, относится к числу небольших.

Все рассматриваемые ртутоносные газонефтяные месторождения Западной Европы, как уже указывалось, расположены в пределах Среднеевропейской эпикаледонской платформы и приурочены к региональным разломам мантийного заложения (для иллюстрации приведен сейсмологический разрез через район ртутьсодержащего газового месторождения Зальцведель-Пекензен; фиг. 36). Разломы относятся к системе разрывных нарушений, развитых на юге эпикаледонской платформы вдоль северного фронта Среднеевропейских герцинид; эта система рассматривается как западное продолжение крупной планетарной структуры — линеймента Карпинского [108]. В пределах Западной Европы она представляет собой систему разломов, отдельные звенья которой расположены кулисообразно и вдаются в каледониды и герциниды. Структура осложнена серией линейных шовных прогибов различного времени заложения — от позднепермского до мелового. Широко проявлена солянокупольная тектоника, известная с раннего мезозоя, но особенно интенсивно развивающаяся в кайнозое, включая четвертичное время. Активизация рассматриваемой тектонической зоны в мезо-кайнозое, по-видимому, проводится геосинклинальным режимом в пределах Средиземноморского альпийского пояса.



Фиг. 36. Сейсмологический разрез района месторождения Зальцведель-Пекензен (геотраверс TS-I)

1 — осадочный чехол; 2 — складчатый фундамент палеозойского возраста; 3 — "гранитный" слой; 4 — "базальтовый" слой; 5 — верхняя мантия; 6 — главные разрывные нарушения (а — известные, б — предполагаемые); 7 — глубинные разломы; 8 — газовое месторождение Зальцведель-Пекензен, провинция Альтмарк

Указывалось, что в размещении газонефтяных месторождений с высокими концентрациями ртути большое значение, кроме рассматриваемого выше линеамента Карпинского, имеют крупные поперечные разломы. Так, все ртутьсодержащие месторождения Нидерландов, ФРГ и ГДР приурочены к зонам поперечных разломов, входящих в Рейнско-Ливийский рифтовый пояс, а месторождения Польши — к поперечной структуре, являющейся северным продолжением линеамента "линии Брно-Тунис". Размещение месторождений в узлах пересечения крупных продольных и поперечных тектонических структур обеспечило повышенную проницаемость этих участков.

Таким образом, отчетливо вырисовывается альпийский ртутный пояс, связанный с мезо-кайнозойской тектонической активизацией эпипалеозойской платформы и приуроченный к системе глубинных разломов западной части линеамента Карпинского. Ртутоносность рассматриваемых газонефтяных месторождений в целом может быть оценена минимумом в 5–6 тыс. т ртути, по крайней мере на двух из них производится ее попутное извлечение.

Об истории миграции ртути в предшествующие эпохи в связи с западным звеном линеамента Карпинского можно судить лишь по ограниченному числу данных. Рассмотрим существующие материалы по ртутоносности рудных месторождений, расположенных в пределах линеамента и его южного обрамления и формировавшихся в различные стадии развития герцинской геосинклинали.

Колчеданное месторождение Раммельсберг (ФРГ) расположено в герцинидах на границе с линеamentом Карпинского, в участке его пересечения с одной из ветвей Рейнско-Ливийской рифтовой системы — Гессенским грабеном (см. фиг. 35); на продолжении этого грабена к северу уже в структурах линеамента Карпинского находится газортутное месторождение Зальцведель-Пекензен. Месторождение Раммельсберг относится к типичным вулканогенно-осадочным месторождениям ранних стадий развития геосинк-

линалей и сформировалось в нижнем или среднем девоне (Смирнов, Казанский, 1972 г.; [100]). Ртутоносным здесь является сфалерит. Общие запасы руд на месторождении оцениваются в 25 млн. т. Поскольку содержание ртути в сфалерите составляет 0,03%, запасы ртути на месторождении можно оценить в 4 тыс. т.

Медно-серебряное месторождение Гортдрам (Ирландия) расположено в тектонической зоне на стыке каледонид и герцинид, вероятно, в участке пересечения этой зоны с поперечной структурой — северным продолжением регионального разлома, который прослежен В.Е. Хаиним на западе Испании (см. фиг. 35). Оно относится к формации медно-свинцово-цинковых месторождений в нижнекаменноугольных карбонатных породах платформенного чехла. Возраст оруденения, по данным Д.Р. Дорри и др., позднепалеозойский. Основная часть ртути здесь связана с теннантитом; чрезвычайно редко отмечается киноварь (Tyler, 1979 г.). Медный концентрат был объектом попутной добычи ртути (сейчас это месторождение не эксплуатируется). Общие запасы ртути в целом по месторождению могут быть оценены в 600 т.

Интересно также указать на недавние единичные находки киновари в известном оловоносном рудном районе Корнуолла, расположенном среди герцинид. В настоящее время разнообразное оруденение этого района рассматривается как следствие телескопирования разновременной минерализации с возрастом 290—50 млн. лет (Рундквист, 1980 г.); положение же киновари в общей последовательности рудообразования неопределенно.

Кроме этих месторождений, заслуживают внимания собственные ртутные месторождения и проявления, расположенные в южном обрамлении линеамента Карпинского, уже среди герцинид. В их число входят небольшие месторождения Пфальцкого рудного района с запасами ртути менее 1000 т. В.И. Смирнов и Г.А. Твалчрелидзе относят их к группе поздневарисских месторождений.

Резюмируя сказанное, подчеркнем, что поступление ртути в пределы западной части линеамента Карпинского, очевидно, осуществлялось неоднократно на протяжении длительной истории ее развития и проявлялось по крайней мере со среднего девона — времени формирования колчеданного месторождения Раммельсберг. Оно обязано активизации отдельных частей линеамента в разные периоды и процессам дегазации ртути с другими летучими из мантии Земли. Эта ртуть участвует в формировании месторождений различных генетических типов и разного состава вплоть до альпийских газонесущих залежей. Выделяемый ртутный рудный пояс Западной Европы простирается на расстояние более 1000 км.

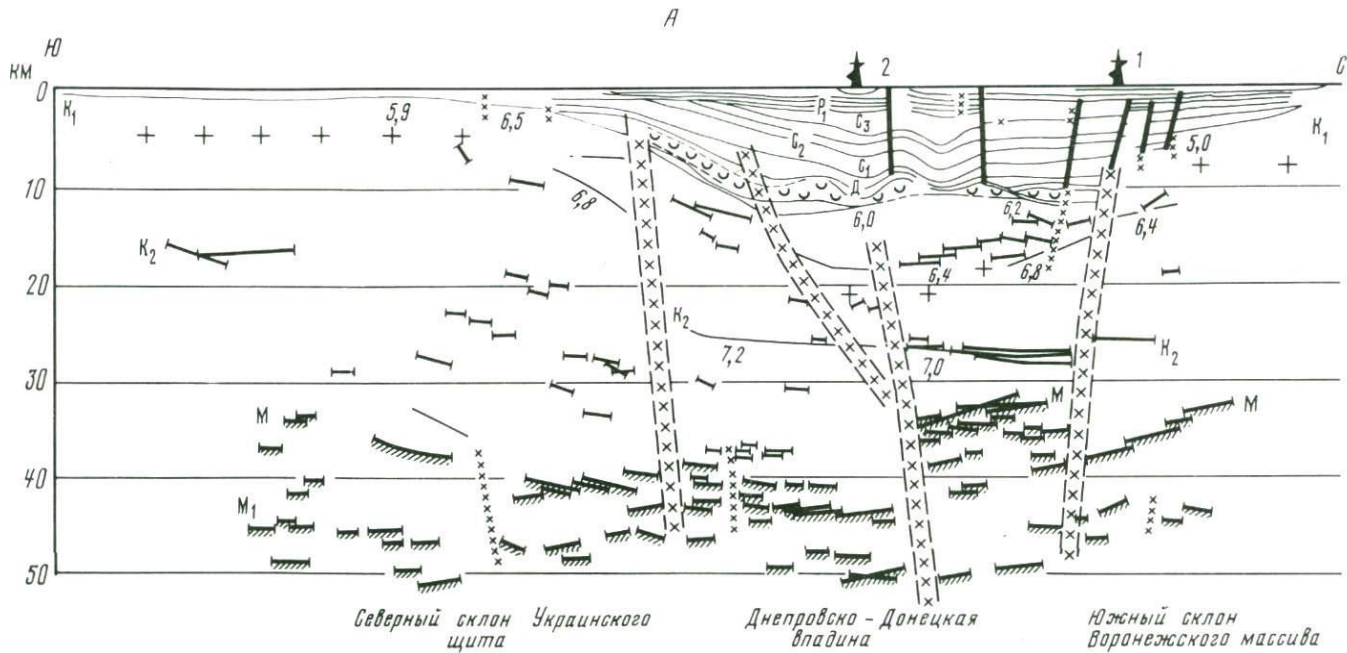
Все вышеизложенное относилось к тектонической структуре, которая рассматривалась как западное продолжение линеамента Карпинского. Восточная его часть, выделенная ранее как собственно линеament Карпинского, изучена более детально. Структуры, принадлежащие этой части линеамента, прослеживаются в пределах Восточно-Европейской платформы, Скифской и Туранской молодых плит субпараллельно Средиземноморскому альпийскому поясу. Оруденение этого региона в связи с линеamentной концепцией рассматривалось Б.С. Пановым [82, 141]; наиболее подробно это сделано им на примере ртутных и ртутьсодержащих свинцово-цинковых месторождений Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. Наши материалы

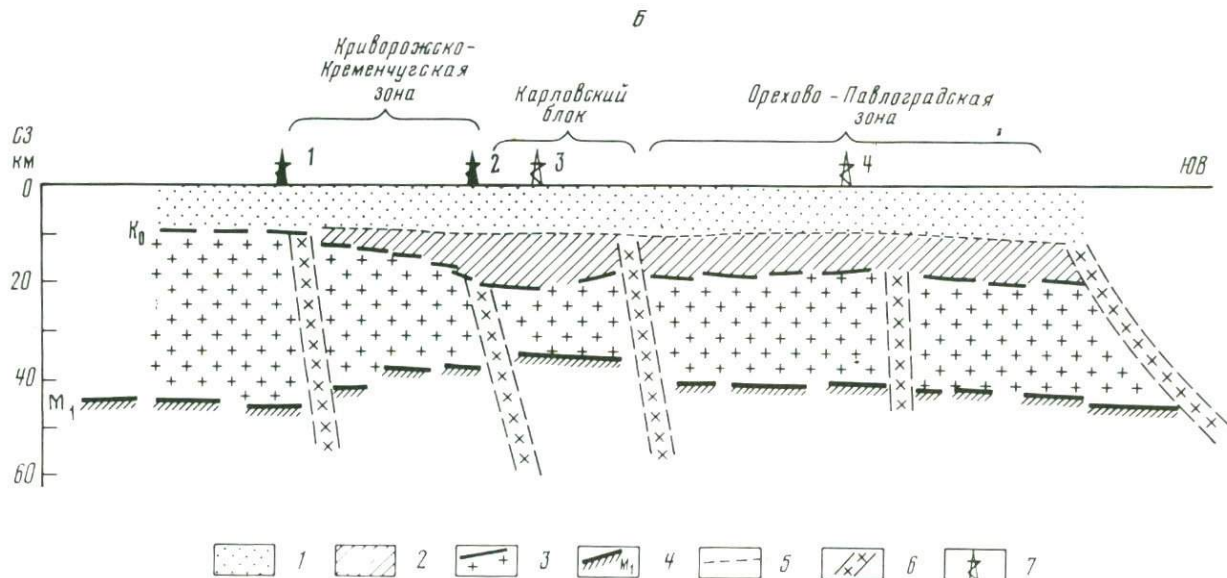
о ртутности газовых месторождений и проявлений восточного звена линеамента также свидетельствуют о его повышенной ртутности. Месторождения с наиболее высокими содержаниями ртути четко приурочены к региональным разломам мантийного заложения; для иллюстрации этого положения приведены сейсмологические разрезы через Днепровско-Донецкую и Амударьинскую впадины, на которых показано положение ртутьсодержащих газовых месторождений (фиг. 37, 38). Более подробно это рассмотрено для ДДВ (см. фиг. 37); на этом примере отчетливо видно, что особенностью месторождений с повышенными содержаниями ртути является их приуроченность к узлам пересечения крупных продольных тектонических нарушений с зонами крупных поперечных разломов мантийного заложения, т.е. к весьма пронизваемым участкам земной коры.

Время появления ртути в газонефтяных залежах связано с концом альпийского цикла, когда завершилось формирование газовых залежей, однако ее поступление, очевидно, продолжается вплоть до настоящего времени. Это следует, в частности, из примера Днепровско-Донецкой впадины, где поперечные разломы фундамента, контролирующие положение месторождений Опошня и Гадяч, активизированы в альпийскую эпоху, включая антропоген (субмеридиональное положение рек вдоль этих разломов, прямые геофизические наблюдения вертикальных и горизонтальных движений, мощные выбросы газов в шахтах Кривого Рога и т.д., по данным А.Т. Донабедова, В.А. Сидорова, Г.И. Войтова и др.). В качестве другого примера можно указать на район газовых месторождений Ставропольского поднятия, где повышенные содержания ртути в газах хорошо коррелируются с проявлениями активной тектонической жизни района в новейшее время (фиг. 39) — тектоническими движениями разного знака, повышенной сейсмичностью и крупной положительной аномалией теплового потока (А.Ф. Якушева, Н.И. Николаев, Ф.А. Макаренко и др.). И наконец, недавние исследования, выполненные совместно с Н.Р. Машьяновым, Ю.И. Пиковским и С.Е. Шолуповым, по измерению содержания ртути в приземном слое атмосферы с движущей платформы (на автомашине) показали наличие протяженных ртутных аномалий над линеamentом Карпинского. Были изучены два поперечных профиля через активные участки линеамента в пределах Скифской плиты: один на Мангышлаке, другой в районе Ставропольского поднятия (фиг. 40). Не исключено, что столь выразительные аномалии являются отражением современного процесса ртутной дегазации по линеamentу Карпинского.

Учитывая все изложенное, можно полагать, что выделенный ртутный пояс Западной Европы — составная часть планетарного ртутного пояса, связанного со структурами активизации линеамента Карпинского (фиг. 41). Ртуть — типоморфный элемент для всей этой провинции — проявляется в различной степени в разновозрастных и различных по вещественному составу месторождениях и, по-видимому, продолжает эманировать по зонам глубинных разломов в настоящее время.

Вышеописанный ртутнорудный пояс Западной Европы не является единственным представителем такого типа поясов. Можно предложить на обсуждение еще ряд подобных рудных поясов. Один из них приурочен к линеamentной платформенной структуре, принадлежащей системе планетарной

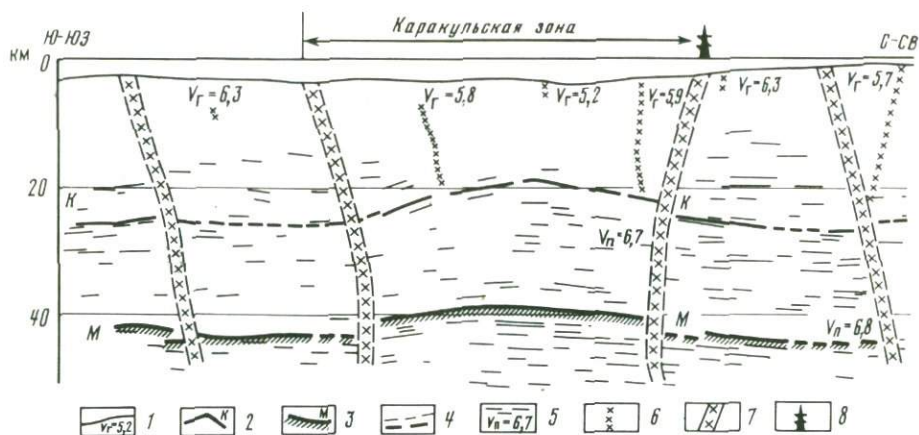




Фиг. 37. Сейсмологические разрезы через Днепровско-Донецкую впадину и положение ртутьсодержащих газовых месторождений А – поперечный профиль по линии Синельниково-Чугуев (Структура земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы, 1978 г.); Б – продольный профиль (по В.Б. Сологубу и др., 1970 г.)

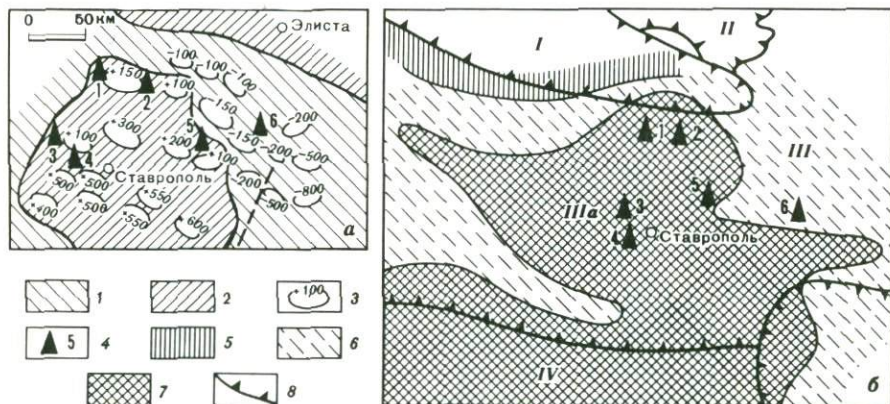
А. 1 – преломляющие границы; 2 – отражающие площадки; 3 – поверхность фундамента; 4 – границы в консолидированной коре; 5 – отражающие площадки, соответствующие поверхности  $M_1$ ; 6 – глубинные разломы; 7 – тектонические нарушения по сейсмическим и геологическим данным; 8 – границы стратиграфических комплексов; 9 – соленосные девонские отложения; 10 – газовые месторождения Гадяч (1), Опошня и Солоховское (2)

Б. 1, 2 – осадочные комплексы: 1 – верхнего палеозоя и мезозоя, 2 – рифея и нижнего палеозоя; 3 – кристаллический фундамент; 4 – поверхность  $M_1$ ; 5 – сейсмическая граница верхнего и нижнего осадочных комплексов; 6 – зоны глубинных разломов; 7 – газовые месторождения: 1 – Гадяч, 2 – Опошня, Солоховское, 3 – Машевское, 4 – Шебелинское (зачернены – ртутьсодержащие)



Фиг. 38. Сейсмологический разрез через Амударыинскую впадину (часть профиля ГСЗ Фараб—Тамдыбулак, по [32])

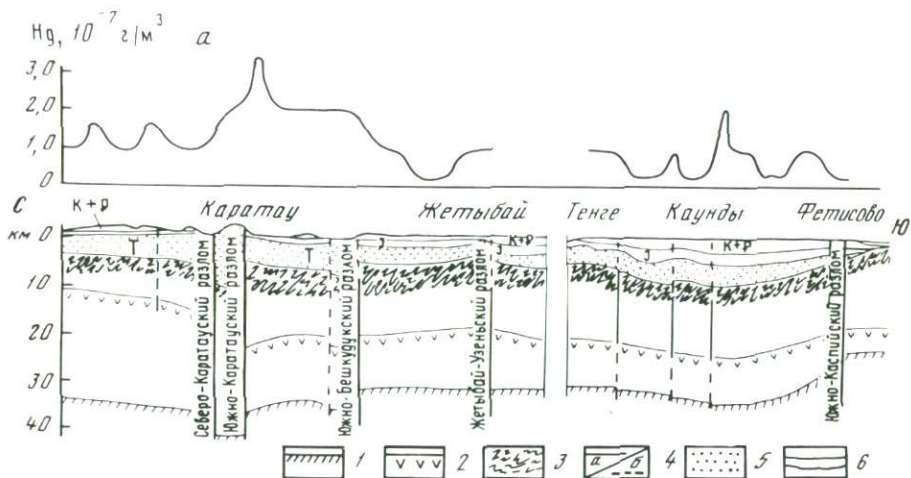
1 — поверхность домезозойского фундамента; 2 — поверхность К; 3 — поверхность М; 4 — предполагаемые границы; 5 — отражающие площадки со значениями пластовых скоростей; 6 — разломы, выраженные только в верхней части земной коры; 7 — то же, глубинные; 8 — газовое месторождение Учкыры



Фиг. 39. Положение газовых месторождений Ставропольского края на схематической карте неотектонических движений (а) и карте теплового потока (б)

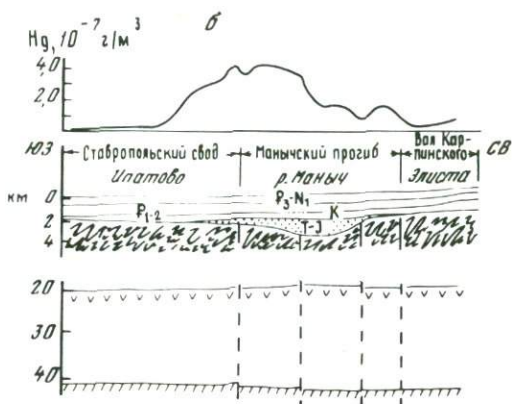
1 — опускания; 2 — поднятия; 3 — новейшие локальные поднятия и их амплитуда; 4 — изученные газовые месторождения (1 — Тахта, 2 — Кевсала, 3 — Северо-Ставропольское, 4 — Сенгилеевское, 5 — Петровско-Благодарненское, 6 — Мирненское); 5—7 — зоны теплового потока (в  $\text{мкал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ): 5 — 0,8—1,2; 6 — 1,2—1,6; 7 — 1,6—2 и более; 8 — границы тектонических структур; I—IV — тектонические структуры: I — Русская платформа, II — Донбасс и Преддонбасский прогиб, III — Скифская плита, IIIa — Ставропольское поднятие, IV — мегантиклинорий Большого Кавказа

трещиноватости северо-западного направления, пересекающей всю Восточно-Европейскую платформу. Время заложения этой структуры, как и других ей подобных, — ранний и средний рифей. На северо-западе рассматриваемый линеймент разделяет Карельский и Свектофенский мегаблоки Балтийского щита с принципиально разной историей развития. К этой части

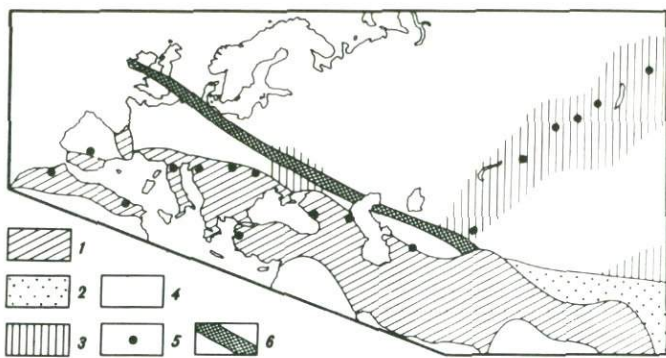


Фиг. 40. Распределение ртути в приземной атмосфере по профилям Фетисово-Тенге, Жетыбай-Шетпе-Кунге (а) и Ипатово-Элиста (б)

1 - граница коры и мантии (поверхность *M*); 2 - поверхность *K*; 3 - поверхность складчатого фундамента; 4 - зоны глубинных разломов (а - установленные, б - предполагаемые); 5 - триасовые отложения; 6 - меловые, палеогеновые и неогеновые породы



линеамента приурочен полиметаллический пояс протяженностью более 800 км с крупными колчеданными месторождениями рудного района Шеллефт в Швеции и более мелкими - Виханти и Пихасалме и др. - на территории Финляндии, характеризующимися повышенными концентрациями ртути. Ртутоносность месторождений рудного района Шеллефт может быть в целом оценена примерно в 2-3 тыс. т металла и рассматриваться как соответствующая среднему или даже крупному рудному объекту. Финские колчеданные месторождения как ртутные объекты, по-видимому, небольшие по масштабам. Из цинковых концентратов этих месторождений производится попутное извлечение ртути. Рассматриваемые месторождения относятся к группе вулканогенно-осадочных месторождений, сформировавшихся в протерозое, а наличие в них высоких концентраций ртути свидетельствует о повышенной ртутоносности глубинных эксгаляций при их образовании. На территории Русской плиты эта линейная платформенная структура прослежена к юго-востоку от Балтийского щита почти до северных берегов Каспийского моря (рифейские авлакогены). Позднее на



Фиг. 41. Схема размещения ртутных поясов на Евразийском континенте

1-4 - области: 1 - альпийской складчатости (Средиземноморский пояс), 2 - мезозойской складчатости, 3 - мезокайнозойской активизации и сводово-глыбовых поднятий (в том числе Центрально-Азиатский пояс), 4 - палеозойской складчатости и древние платформы; 5 - ртутные месторождения Средиземноморского и Центрально-Азиатского ртутных поясов; 6 - линеймент Карпинского

отдельных участках она неоднократно испытывала активизацию в среднем девоне—позднем триасе и в юре—антропогене, с которой связано образование Доно-Медвежских и Саратовских валообразных поднятий над Пачелмским рифейским авлакогеном. Очевидно, процессами активизации обусловлена повышенная ртутоносность этой части линеймента. Здесь известны шлиховые ореолы киновари на нефтегазоносных структурах, сложенных отложениями верхнего девона—среднего карбона, описаны аномальные концентрации ртути (до  $1 \cdot 10^{-3}\%$ ) в триасовых отложениях и установлена повышенная ртутоносность ряда газовых месторождений. Данных для достаточно обоснованного выделения ртутного пояса, подобно тому как это сделано для линеймента Карпинского, здесь пока недостаточно, но приведенные материалы, как нам кажется, заслуживают внимания.

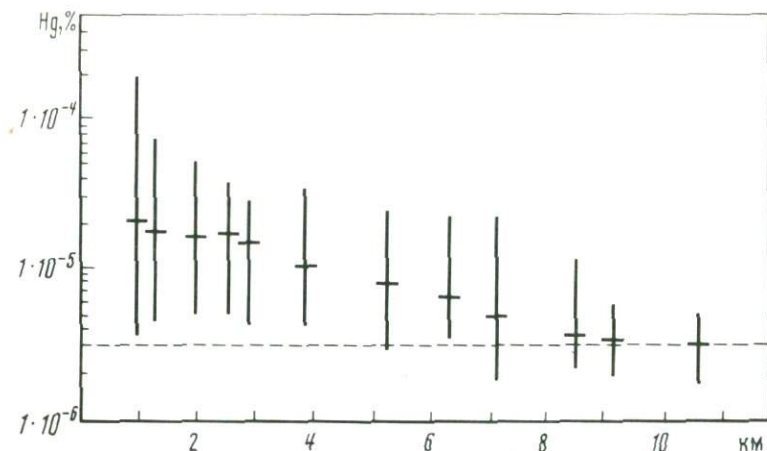
Выше приведены примеры ртутоносных линейментов запад-северо-западного и северо-западного простирания. Интересны с этой точки зрения также поперечные структуры, некоторые из них могут рассматриваться как ртутнорудные пояса. По-видимому, к ним можно отнести Паннонско-Вольнскую поперечную структуру, контролирующую размещение киноварных, швацитовых, ртутьсодержащих полиметаллических и газонефтяных месторождений. Это - глубинная структура, имеющая длительную историю развития, которая была заложена еще в рифее. Паннонско-Вольнский прогиб протягивается поперек складчатого сооружения Восточных Карпат с северо-востока на юго-запад. Он пролеживается на расстоянии около 900 км при ширине 150—210 км. На северо-востоке он смыкается с рифейскими авлакогенами Восточно-Европейской платформы, а на юго-западе - с Сольнокским грабеном, проявленным в байкало-каледонском основании Большой Венгерской впадины. Паннонско-Вольнский прогиб является частью более крупного линеймента, пересекающего молодую складчатую систему и древнюю платформу. Со смежными структурами он граничит по зонам глубинных разломов. По ним, а также по внутренним разломам происходит ступенчатое погружение фундамента по направлению к цент-

ральным частям прогиба. Краевые разломы Паннонско-Вольнского прогиба играют важную роль в строении Восточных Карпат: за их пределами во внутренней зоне прогиба изменяется фациальный состав юрских и меловых отложений, "погружаются не только основание флишевого комплекса и метаморфизованный фундамент, а и значительно более глубокие горизонты как земной коры, так и верхней мантии, включая предполагаемую зону волновода" [112, с. 71]. Активизация разломов Паннонско-Вольнского прогиба в пределах Карпат происходила вплоть до новейшего времени. В частности, она проявилась в гидротермальных процессах, сформировавших ртутные месторождения Вышковской группы и Углянского рудного поля<sup>1</sup>, ртутьсодержащее полиметаллическое Березовское месторождение, а также предопределила повышенную ртутьноность Битковского нефтяного месторождения. По-видимому, разломы северо-западного обрамления этой структуры, опирающие ее, ответственны за высокую ртутьноность блеклорудных месторождений Спишско-Гемерского рудогорья — Рудняны, Рожнява и др.

Возможно, к ртутнорудным поясам можно отнести еще ряд поперечных линеаментов. Во всяком случае рассмотрение ртутьноности этих структур заслуживает внимания. Транскавказский поперечный линеамент наряду с продольной структурой линеамента Карпинского контролирует размещение ртутьсодержащих газовых месторождений в пределах Скифской плиты (Ставропольское поднятие) и определяет повышенную ртутьноность неинтрузий района Кавказских минеральных вод (Абуев, Диваков, Радько, 1965 г.). Далее к северу, в участке его пересечения с северо-западной структурой, прослеживающейся от Балтийского щита до берегов Каспийского моря, расположены ртутьсодержащие газовые месторождения Саратовской области, известные шиховые ореолы киновари и литохимические ртутные аномалии. По-видимому, с Транскавказским линеаментом связано также появление повышенных содержаний ( $2 \cdot 10^{-5} - 1,6 \cdot 10^{-4} \%$ ) ртути в горючих сланцах Жигулевских дислокаций (Кашпирское месторождение), что раньше с позиций только литогенеза горючих сланцев было не объяснимо. Еще севернее в пределах линеамента расположена ртутьносная Сурско-Камская система надвигов (Чайкин, 1984 г.). На юге в пределах альпийской складчатой области система разломов Транскавказского линеамента контролирует размещение ряда ртутных месторождений Кавказа.

Аравийско-Африканский поперечный линеамент, к северу разветвляющийся на серию глубинных разломов, определяет в пределах Донбасса (одного из структурных элементов линеамента Карпинского) размещение ртутных месторождений и рудопроявлений этого региона (на контроль ртутного оруденения в Донбассе поперечными нарушениями наряду с продольными впервые обратил внимание И.Л. Никольский; впоследствии это положение развивали В.И. Скаржинский, Б.С. Панов, С.И. Кирикилица и другие исследователи). Поперечные нарушения контролируют также размещение ртутьсодержащих газов в пределах ДДВ, а также ртутных аномалий и киноварной минерализации в пределах Украинского и Приазов-

<sup>1</sup> Роль поперечных глубинных разломов в размещении ртутного оруденения Закарпатья показана в работах В.В. Науменко (1974 г.).



Фиг. 42. График распределения содержаний ртути в пробах в зависимости от их расстояния до участка с рудоносными осадками, впадина Atlantis II (Bignell, Cronan, Tomms, 1976 г.)

Вертикальные линии — пределы концентраций ртути в пробах керна; горизонтальные штрихи на вертикальных линиях — средние содержания ртути; пунктирная горизонтальная линия — фоновое содержание ртути в осадках бортовых частей впадины

ского кристаллического массивов [11]. Таково, например, положение Верховцевского киноварного рудопроявления в пределах Украинского щита (Рябоконь, Гаева, 1974 г.); оно находится в той же поперечной структуре, которая далее к северу определяет положение ртутьсодержащих газов месторождения Опошня и др. В связи с рассмотрением ртутоносности Аравийско-Африканского линейамента следует указать на высокие концентрации ртути в рудоносных осадках Красного моря (фиг. 42) и недавние находки шлиховых ореолов киновари на территории его африканского побережья.

«Линия Брно—Тунис» имеет трансконтинентальный характер. Она разделяет складчатые сооружения Альп и Западных Карпат, проходит в районе ртутных месторождений Идрия и Монте-Амиата и далее к югу прослеживается в пределах крупного ртутнорудного узла Северного Алжира (важная роль поперечных глубинных разломов в локализации ртутных месторождений Алжира была показана В.А. Зубковым). В пределах Африканского континента «линия Брно—Тунис» сочленяется с Рейнско-Ливийским линейаментом. На территории Алжира в Сахаре расположены два газонефтяных месторождения Хасси-Мессауд и Зарзайтин с высокими концентрациями ртути. На северо-восточном продолжении этой линии, в пределах линейамента Карпинского, расположено польское ртутьсодержащее месторождение Остров Велькопольски. Возможно, что с этой тектонической линией в генерализованном плане можно связать появление аномальных концентраций ртути на территории Эстонии. В горючих сланцах Ахтме и Кивыцли нами зафиксированы повышенные содержания ртути:  $2 \cdot 10^{-5}$  —  $1,5 \cdot 10^{-4}\%$ . По-видимому, с этим же линейаментом связано появление аномальных концентраций ртути по зонам нарушений среди осадочных и кристаллических пород на территории Эстонии (данные Б.А. Судова).

И наконец, северная часть Рейнско-Ливийской рифтовой зоны. Выше при рассмотрении ртутнорудного пояса Западной Европы было показано, что с северными ветвями Рейнско-Ливийской рифтовой зоны, помимо ртутьсодержащих газовых и газонефтяных месторождений линеамента Карпинского, связаны колчеданное месторождение Раммельсберг и, по-видимому, ртутные месторождения Пфальцкого района. Рудные месторождения расположены в герцинидах в южном обрамлении линеамента Карпинского. Еще далее к северу, в пределах одного из звеньев Рейнско-Ливийской рифтовой зоны — рифта Осло, отмечена киноварная минерализация (устное сообщение Г.А. Твалчрелидзе).

К зонам тектоно-магматической активизации многие исследователи относят и вулканические пояса. Так, А.Д. Щеглов [117] рассматривает Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и вулканические пояса Камчатки в связи с проявлениями процессов отраженной тектоно-магматической активизации в бортовых частях геосинклинальных складчатых областей. Иногда вулканические пояса выделяют как самостоятельные структурные элементы земной коры. Газо-гидротермальная деятельность в пределах таких поясов характеризуется весьма заметной ртутоносностью.

Мы располагаем наиболее представительным материалом по современным проявлениям вулканической и гидротермальной деятельности в пределах Курило-Камчатской вулканической зоны, ртутоносность которой изучалась нами в течение многих лет. В сферу исследований вовлекались газы и эксгаляции, конденсаты пара, гидротермальные растворы и продукты их отложения, в том числе сульфидные образования (табл. 49, 50). В целом вся четвертичная структура Курило-Камчатского вулканического пояса отчетливо трассируется повышенными концентрациями ртути. Повышенная ртутоносность в ряде случаев реализуется на образование собственно ртутной (киноварь и метациннабарит) и ртутьсодержащей минерализации, например, Апапельских и Двухюрточных источников, кальдеры Узон, Мутновского вулкана и Южно-Камбальных терм на Камчатке и вулкана Менделеева на о-ве Кунашир. Содержания ртути в рудных минералах (пирите, реальгаре, ауспигменте и др.), сопутствующих ртутным, здесь высокие и аналогичны тем, которые установлены в тех же минералах на ртутных месторождениях. Пирит же Двухюрточных источников уникален в том отношении, что содержит самое высокое (2%) для пиритов содержание ртути (см. табл. 50). Широко проявлены и площадные ореолы ртути. Последние были установлены нами при площадном геохимическом картировании на вулкане Менделеева более 20 лет назад, а в последние годы также в пределах вулкано-тектонической кальдеры Узон. Наиболее крупным по масштабам накопления ртути является вулкан Менделеева, где оруденение представлено ртутьсодержащей колчеданной залежью. Формы выделения киновари представлены в табл. VI. Ртутные концентрации на вулкане Менделеева следует рассматривать уже как собственно ртутное рудопроявление.

Весьма показательна региональная геологическая позиция проявлений современной ртутной и ртутьсодержащей минерализации, детально проанализированная для Камчатки. Это участки пересечения глубинных разломов северо-восточного (камчатского) направления с разломами северо-западного (алеутского) направления или с широтными разломами (номенкла-

Т а б л и ц а 49. Содержание ртути в парогазовой фазе современных гидротермальных растворов, формирующих ртутно-сурьмяно-мышьяковое и ртутьсодержащее колчеданное оруденение

Место отбора проб	Рудная минерализация	Содержание ртути в парогазовой фазе	
		в газе, г/м <sup>3</sup>	в конденсате пара, г/л
Камчатка			
Кальдера вулкана Мутновский	Пирит, сера, шликерные находки киновари		$1 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-3}$
Кальдера Узон	Сульфиды железа, аурипигмент, реальгар, окислы мышьяка, сера, киноварь, метациннабарит, антимонит	$1 \cdot 10^{-6} - 2,5 \cdot 10^{-5}$	$4,5 \cdot 10^{-7} - 1,8 \cdot 10^{-6}$
Апальские источники	Киноварь, метациннабарит, реальгар	$(2,6 - 7,6) \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-7}$
Нальчевские источники	Гайдингерит, скородит, антимонит, сульфиды железа	$1 \cdot 10^{-6} - 1,8 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-7} - 3,3 \cdot 10^{-6}$
Курильские острова			
Вулкан Менделеева	Сульфиды железа, сера, киноварь, метациннабарит, антимонит	$4 \cdot 10^{-6}$	$(3 - 4) \cdot 10^{-6}$

тура глубинных разломов ниже приводится согласно геологической карте масштаба 1 : 1000000 под редакцией Ю.И. Харченко и М.М. Лебедева). Например, Апальские источники находятся в узле пересечения Главного Камчатского (камчатское направление) и Тигильского (алеутское направление) разломов, а вулcano-тектоническая кальдера Узон — на пересечении Восточно-Камчатского (камчатское направление) разлома Утхолокским (алеутское направление). Таково же региональное положение (в узлах пересечения глубинных разломов) Двухюрточных источников, Мутновского вулкана, Южно-Камбальных терм (фиг. 43, а). Все эти разломы относятся к категории глубинных долгоживущих разломов мантийного заложения, о чем свидетельствуют геологические и геофизические материалы. Мантийная природа разломов северо-западного простирания проиллюстрирована на примере Утхолокского разлома (фиг. 43, б). В узлах пересечения разломов как по наиболее проницаемым участкам происходило и происходит в настоящее время поступление ртути совместно с другими летучими из мантии Земли.

У нас нет оснований предполагать заимствование ртути из вмещающих пород в процессе вулканической деятельности, как полагают некоторые исследователи (Трухин, Степанов, Шувалов, 1983 г.). Специальное исследование, проведенное ранее для вулкана Менделеева [65], отчетливо свидетельствует о значительном привносе ртути (фиг. 44). Так, содержание

ртути в гидротермально измененных породах (опалитах) в десятки и сотни раз выше, чем в лавах, а в колчеданных рудах оно во многие десятки раз выше, чем в опалитах. Обогащение ртутью опалитов и опалитизированных пород четко зафиксировано и на других термальных полях Курило-Камчатского региона [3, 90]. Именно с этими гидротермально измененными породами в вулканических поясах генетически связано ртутное и ртутьсодержащее оруденение. В то же время пропититизированные породы (изученные нами по скважинам до глубины 200–250 м), расположенные глубже опалитов на термальных полях или по их периферии, характеризуются более низкими ( $n \cdot 10^{-6}$ – $n \cdot 10^{-5}$ , в среднем  $1 \cdot 10^{-5}\%$ ), но в целом повышенными содержаниями ртути. В пиритах из этих же пород они еще выше — до  $n \cdot 10^{-4}\%$ . В этом плане интересны материалы, полученные нами в разные годы совместно с Ю.И. Пиковским, Г.А. Карповым, Н.Р. Машьяновым, С.А. Шолуповым и Ю.А. Афанасовым для кальдеры Узон. Исследование термальных полей кальдеры показало, что все они характеризуются повышенной ртутоносностью. Здесь практически нет проб с кларковым содержанием ртути; концентрации в десятки, сотни и тысячи раз выше кларка. Наиболее детально изучено Центральное термальное поле (фиг. 45). Здесь в общей выборке проб пород с повышенными содержаниями ртути выделяются пробы с аномально высокими концентрациями ртути, которые образуют узкие линейные зоны, пересекающие все термальное поле. Основная ртутная зона проходит вдоль осевой части термального поля в северо-западном направлении и пространственно совпадает с глубинным разломом. К этой зоне приурочены наиболее интенсивные термоаномалии, гидротермально измененные поля и парогидротермы. Одновременно выделяются поперечные ртутные зоны, трансиррующие поперечные нарушения. Они хорошо прослеживаются также по ртутным аномалиям в приземной атмосфере. К таким зонам приурочены и наиболее высокие концентрации ртути в парогазовой фазе современных термальных источников. Кроме того, в макромасштабе вся структура кальдеры Узон выделяется повышенными содержаниями ртути на профилях газортутной съемки с вертолета. Эти данные убедительно свидетельствуют, на наш взгляд, о поступлении ртути из мантии Земли по зоне глубинного разлома, которое происходило в недавнем прошлом и продолжается в настоящее время.

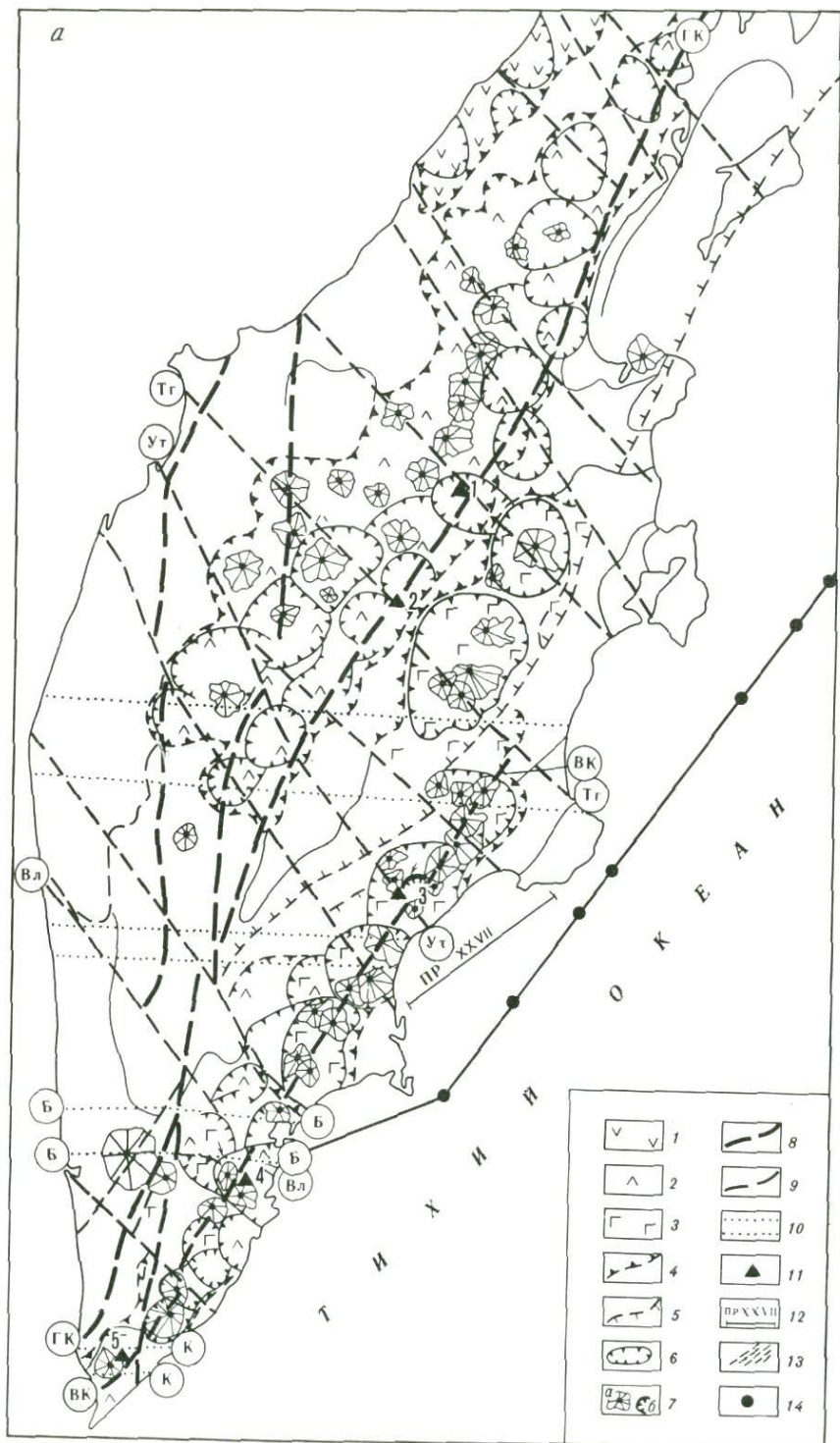
Весьма показателен также район Мутновского вулкана (фиг. 45, а). Нами исследовались конденсаты парогазовых струй, возгоны, в том числе самородная сера, грязевые котлы в пределах активного кратера, а также полиметаллические рудопроявления (см. табл. 49 и 50) и гидротермально измененные породы в регионе. Это исследование проводилось совместно с И.Т. Кирсановым, Е.А. Вакиным, В.И. Виноградовым, Г.Ф. Пилипенко начиная с 1963 г. Полученные данные, а также материалы В.Б. Черницина с соавторами (1980 г.) свидетельствуют о высокой ртутоносности современных гидротермальных процессов в кальдере вулкана и во всем регионе. Повышенная ртутоносность проявляется в образовании ртутной и ртутьсодержащей минерализации. В грязевых котлах активного кратера зафиксированы концентрации ртути (до сотых долей процента), достигающие значений, равных ее содержаниям на собственно ртутных месторождениях. В этом отношении интересны материалы о шлиховом ореоле киновари,

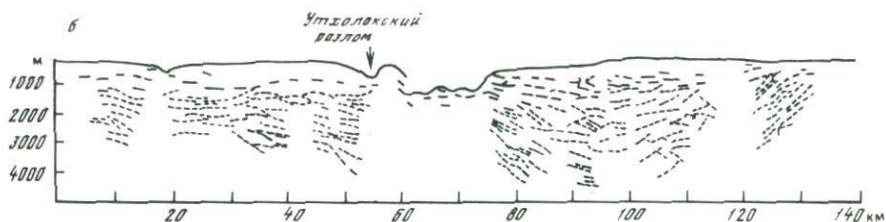
Т а б л и ц а 50. Содержание ртути в новообразованиях парогидротерм Курило-Камчатской вулканической провинции

Место отбора проб	Рудная минерализация	Рудные минералы	Содержание ртути, %	Нерудные минералы	Содержание ртути, %
Камчатка					
Вулкан					
Безымянный				Сера	$(1,5-2,5) \cdot 10^{-4}$
Швелуч				”	$6 \cdot 10^{-6} - 2,5 \cdot 10^{-4}$
Авачинский				”	$2,5 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$
Кальдера Узон	Сульфиды мышьяка и железа, окислы мышьяка, редко антимонит, метациннабарит, киноварь и ртуть	Реальгар Аурипигмент Пирит	$7,5 \cdot 10^{-1} - 0,11$ $2 \cdot 10^{-3}$ $1 \cdot 10^{-3} - 0,1$	” Карбонат	$0,1 - 0,13$ $(1-1,5) \cdot 10^{-3}$
Долина Гейзеров		”	$1,1 \cdot 10^{-3}$	Гейзерит	$2 \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-3}$
Вулкан Кихпиньч		”		Сера	$3 \cdot 10^{-4}$
Центральный Семячик	Пирит	”	$(1,2-7,5) \cdot 10^{-4}$		
Источники					
Апальские	Киноварь, метациннабарит, редко реальгар	”		Карбонат	$2 \cdot 10^{-4}$
у пос. Снежный		”		”	$3 \cdot 10^{-5}$
Двухюрточные	Ртутьсодержащий пирит	”	0,3-2,0		
Киреунские	Сульфиды железа, реальгар, антимонит	”	$2,5 \cdot 10^{-3}$	Гейзерит	$1,5 \cdot 10^{-4}$
Оксинские		”		Карбонат	$3 \cdot 10^{-5}$
Нальчевские	Окислы мышьяка, антимонит, сульфиды железа	”	$9 \cdot 10^{-5} - 1,5 \cdot 10^{-4}$	”	$5 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$
Таловские	Окислы мышьяка, сульфиды железа	”		”	$(4-7) \cdot 10^{-6}$
Паужетские	Пирит	”	$(1,5-4) \cdot 10^{-4}$	Гейзерит	$2 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$
Южно-Камбальные	Пирит, шлиховые ореолы киновари	”	$(1,4-9,2) \cdot 10^{-3}$		
Большие Банные				Карбонат Гейзерит	$7 \cdot 10^{-5}$ $1,3 \cdot 10^{-5}$

Вулкан Мутновский кальдера	Сульфиды железа, шлиховые находки киновари	Мельниковит	$1,5 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-2}$	Сера Нашатырь Галотрихит	$4 \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-5}$ $1 \cdot 10^{-4}$ $1,2 \cdot 10^{-5}$
Северо-Мутновские источники	Пирит	Пирит	$4 \cdot 10^{-4} - 5 \cdot 10^{-3}$		
полиметаллические прояв- ления	Галенит, сфалерит, пирит блеклая руда	Галенит Сфалерит Блеклая руда	$3 \cdot 10^{-5} - 1,2 \cdot 10^{-2}$ $3,6 \cdot 10^{-5} - 1,2 \cdot 10^{-4}$ $3 \cdot 10^{-3}$		
Дачные источники	Пирит	Пирит	$1 \cdot 10^{-4}$		
		<b>О-в Парамушир</b>			
Вулкан Эбеко Кальдера вулкана Вернадского ("Серное кольцо")	Сульфиды мышьяка и железа	Аурипигмент Пирит	$2 \cdot 10^{-3}$ $8,2 \cdot 10^{-5} - 5,8 \cdot 10^{-4}$	Сера	$1 \cdot 10^{-5} - 6 \cdot 10^{-4}$
		<b>О-в Итуруп</b>			
Вулкан Буревестник	Молибденит	Молибденит	$(2-3) \cdot 10^{-4}$		
		<b>О-в Кунашир</b>			
Кальдера вулкана Головнина	Сульфиды железа	Пирит	$4,4 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-3}$	Сера	$1 \cdot 10^{-5} - 7,5 \cdot 10^{-4}$
Вулкан Менделеева	Сульфиды железа, киноварь, метациннабарит, антимонит	" Марказит	$1,4 \cdot 10^{-4} - 7,2 \cdot 10^{-2}$ $2,8 \cdot 10^{-4}$	"	$2 \cdot 10^{-5} - 6 \cdot 10^{-4}$
Горячий пляж Столбовые источники Третьяковские "	Пирит	Пирит	$1,2 \cdot 10^{-4}$	Гейзерит Карбонат	$(1,6-5) \cdot 10^{-5}$ $(6-8) \cdot 10^{-6}$

а

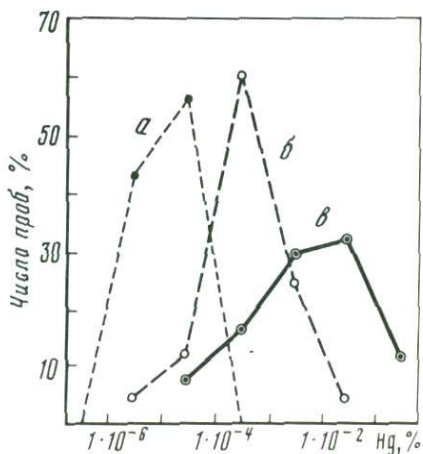




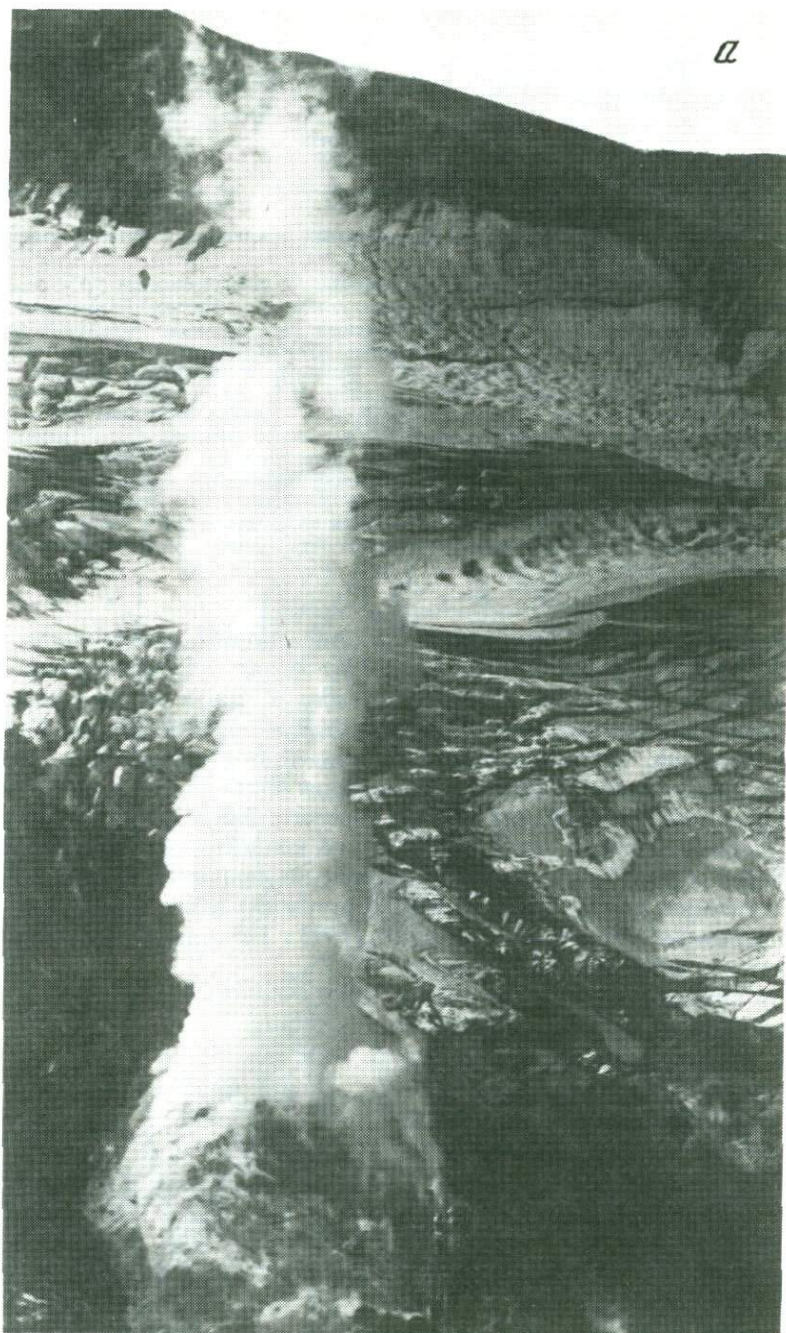
Фиг. 43. Положение современных гидротермальных источников с ртутной минерализацией в структурах Камчатки

а — схема (составлена по данным Ю.И. Харченко и М.М. Лебедева); б — геофизический профиль XXVII. 1–3 — вулканические пояса: 1 — Западно-Камчатский, 2 — Центрально-Камчатский, 3 — Восточно-Камчатский; 4 — границы структурно-формационных зон (офиолитовые швы); 5 — границы вулканических поясов; 6 — кольцевые вулканотектонические структуры; 7 — крупные четвертичные вулканы (а) и вулканотектонические кальдеры (б): У — Узон, М — Мутновский, Г — Горелый; 8–10 — глубинные разломы (буквы в кружках): 8 — северо-восточные (ГК — Главный Камчатский, ВК — Восточно-Камчатский), 9 — северо-западные (Тг — Тигильский, Ут — Утхолокский, Вл — Витючинский), 10 — широтные (Б — Большешанный, К — Кошелевско-Курильский); 11 — ртутьсодержащие термальные источники: 1 — Двухюрточные, 2 — Апапельские, 3 — Узонские, 4 — Мутновские, 5 — Южно-Камбальные; 12 — профиль МОВ; 13 — отражающие площадки на профиле; 14 — участки аномальных содержаний ртути в приводной атмосфере по маршруту г. Анадырь—г. Петропавловск-Камчатский

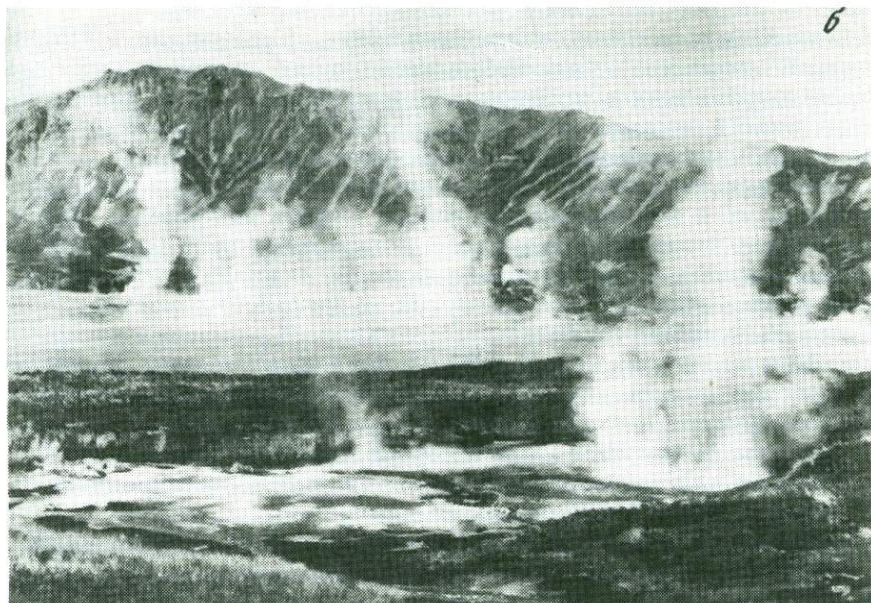
установленном Ю.М. Слеповым и С.Е. Апрельковым при геологической съемке в районе Мутновского вулкана. Этот ореол с содержанием киновари в шлихах до 140 знаков прослеживается на 12 км и связан с выносом киновари из сольфатарно измененных пород Мутновского вулкана. Следует особо отметить, что при опробовании конденсатов паргазовых струй в разные годы наиболее высокие содержания были установлены нами в 1980 г. во время извержения вулкана Горелого. Они достигают  $2 \cdot 10^{-3}$  г/л и представляют собой уникально высокие концентрации. Их появление, очевидно, связано активизацией тектонических процессов в этом регионе и поступлению значительных количеств ртути из глубин Земли. Заслуживают внимания данные В.А. Широкова (1978 г.) о существовании взаимосвязи между сейсмической и вулканической активностью. Они свидетельствуют о том, что мантийные землетрясения, происходящие за 1–2 месяца до начала извержений на эпицентральных расстояниях до 150–250 км от центра вулканической активности, играют важную роль в подготовке вулканических извержений. Такого рода данные были получены и в преддверии извержения вулкана Горелого (1980 г.), свидетельствующие об акти-



Фиг. 44. Графики распределения ртути в лавах (а), опалитах (б) и колчеданных рудах (в)



Фиг. 45. Ртутьсодержащие парогидротермы в кальдере Мутновского Вулкана (а) и кальдере Узон (б)



визации мантийных глубин. Этим, очевидно, обусловлено исключительно интенсивное поступление ртути и в кратер Мутновского вулкана (оба вулкана приурочены к весьма проницаемому участку — узлу пересечения трех глубинных разломов: Восточно-Камчатского, Виллючинского и южной ветки Большебанного).

Завершая рассмотрение материалов по Курило-Камчатскому вулканическому поясу, следует указать на данные А.А. Ганеева, Н.Р. Машьянова, Г.Б. Свешникова и С.Е. Шолупова [23] по содержанию ртути в атмосферном воздухе над морской поверхностью в северо-западной части Тихого океана (см. фиг. 43). Выявленные ими ртутные аномалии в пришельфовой области Камчатки (размер аномалий — первые десятки километров) трассируют северо-западные глубинные разломы, которые в пределах континентальной части Камчатки отчетливо ртутноносны. Таковы разломы, контролирующие положение Двухюрточных, Апапельских, Узонских и других ртутьсодержащих источников. Все вышеизложенное свидетельствует о поступлении ртути в пределы Курило-Камчатской подвижной зоны по зонам разломов мантийного заложения, которое продолжается и в настоящее время.

Несколько слов о ртутноносности геосинклинальных подвижных поясов. Данные о ртутноносности колчеданных месторождений с учетом масштабов их проявления позволяют рассматривать некоторые колчеданосные провинции в качестве ртутнорудных поясов нового типа. Примером может служить рудный пояс колчеданных месторождений Урала. Как известно, ртутные месторождения в этой провинции немногочисленны и незначитель-

ны. В то же время количество ртути, заключенное в колчеданных месторождениях, если исходить из месторождения ее содержания, соответствующего таковому в метаморфизованных рудах, составляет несколько десятков тысяч тонн и соизмеримо с запасами ртути в собственно ртутных поясах. В настоящее время это количество ниже первоначального, так как часть месторождений метаморфизована и обеднена ртутью.

Резюмируя материалы по ртутоносности различных типов подвижных океанических и континентальных поясов, следует подчеркнуть, что все они — весьма активные структуры в геологической истории Земли, обеспечивающие проникновение ртутьсодержащих флюидов из мантии. Поступление ртути в эти структуры происходит по механизму дегазации мантии и является составной частью процессов планетарной дегазации в понимании А.П. Виноградова (Vinogradov, 1969 г.). Все подвижные пояса Земли, где проявлены повышенные концентрации ртути, имеют мантийное заложение. Образование ртутьсодержащих рудных месторождений различных генетических типов, а также газовых и нефтяных месторождений в пределах этих поясов происходило в периоды их активизации, когда реализовывалась связь с глубокими оболочками Земли.

В современном выражении (или недавнем прошлом) процессы ртутной дегазации отчетливо фиксируются в срединно-океанических хребтах, Курило-Камчатском вулканическом поясе и в газовых месторождениях линеамента Карпинского. Они проявляются как синхронно с вулканизмом, так и вне связи с ним.

Каковы же спутники ртути в процессах дегазации? Не обсуждая общие вопросы планетарной дегазации, приведем некоторые материалы по совместной миграции ртути с другими летучими на примере процессов, происходящих в настоящее время (или имевших место в недавнем прошлом).

Весьма показательна корреляция повышенных содержаний ртути с гелиевыми аномалиями. Геологические условия, которые определяют появление гелиевых аномалий, в общем те же, что и для ртутьсодержащих газов. Хорошая иллюстрация такой корреляции — линеамент Карпинского, повышенная гелиеиность которого наблюдается практически на всем его протяжении. На фиг. 13 показаны зоны гелиевых аномалий в подземных водах в пределах Туранской и Скифской плит по данным В.Г. Тихомировой (1971 г.). Отчетливо видно, что зоны гелиевых аномалий в подземных водах приурочены к узлам пересечения линеамента Карпинского с крупными поперечными нарушениями, т.е. их геологическая позиция аналогична таковой для ртутьсодержащих газовых месторождений. Одним из таких узлов является пересечение линеамента Карпинского Урало-Оманским линеаментом. Аномалии гелия здесь приурочены к северо-западному окончанию Бухарской и Чарджоуской тектонических ступеней (районы месторождений Ачак и Гугуртли) и к району месторождения Шахпахты. Упругость гелия в пределах этих аномалий составляет 0,3 атм. Э.А. Бакиров и др. отмечают увеличение содержания гелия в газах в направлении Каракульского прогиба — района, где расположено месторождение Учкар с повышенными концентрациями ртути. Другая зона гелиевых аномалий в подземных водах фиксируется по обе стороны от поперечной структуры Каспийского моря. На востоке это месторождения Жетыбай и Узень на Ман-

гышлаке, на западе — месторождение Степное в Прикумской зоне поднятий. Упругость гелия в этой зоне составляет 0,1–0,2 атм. Третья зона гелиеносности связана с Транскавказским поперечным поднятием. Она примыкает с юга к линеamentу Карпинского и охватывает район Ставропольского свода, где была отмечена повышенная ртутноносность газов. Упругость гелия составляет 0,2 атм. Гелиевые аномалии в водах и газах отмечены также в Днепровско-Донецкой впадине и обрамляющих ее разломах (Л.К. Гудало, 1965 г.).

Повышенная гелиеносность сопровождает линеament Карпинского и в пределах Среднеевропейской платформы. Гелиевые аномалии здесь приурочены к тем же тектоническим узлам, что и ртутьсодержащие газовые месторождения. В работе В.П. Якуцени (1968 г.) указаны месторождения с повышенным (0,03–0,3 об. %) содержанием гелия в газах. Это месторождения Хенигзен, Оберг, Нейнгамм, Ольдерхаузен и другие, находящиеся в зоне Гифорн-Любекского разлома и смежных с ним грабенных, и месторождение Роден, расположенное на продолжении западной ветви зоны Шлезвиг-Гольштейн. Именно к зоне Гифорн-Любекского разлома приурочены ртутьсодержащие газовые месторождения Вустров и Зальцведель-Пекензен, а вблизи от описанной западной ветви зоны Шлезвиг-Гольштейн находится ртутьсодержащее месторождение Баренборстель. Примером высокого гелиенакопления рассматриваемой тектонической зоны является газовое месторождение Гронинген. При концентрации гелия в газе от 0,01 до 0,06 об. % месторождение содержит несколько десятков миллионов кубометров этого газа и рассматривается в качестве одного из основных источников гелия в Европе. Одновременно оно является крупным по запасам ртути газовым месторождением. Повышенной гелиеносностью характеризуются также газы базальтоидов Калифорнийского залива, который представляет собой один из элементов структуры Восточно-Тихоокеанского поднятия, хорошо трассируемого ртутными ореолами. Б.П. Золотарев, Г.И. Войтов и И.С. Старобинец (1981 г.), изучавшие эти газы, пришли к заключению, что они присущи первичному расплаву, а не образовались в результате контактовых процессов между базальтоидами и придонной водой. Примеры совместного проявления ртутных и гелиевых аномалий можно было бы продолжить.

В плане обсуждения глубинности процесса ртутной дегазации важнее подчеркнуть корреляцию ртути с "мантийным" гелием. Таких данных пока немного, но они заслуживают особого внимания. Для линеamenta Карпинского повышенные отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  выявлены в ртутьсодержащих газах Ставропольского поднятия (Матвеева, Толстихин, Якуцени, 1978 г.). Детальные исследования, проведенные Б.Г. Поляком, А.М. Рожковым, Э.М. Прасоловым и И.Л. Каменским [86, 88 и др.], показали, что высокие отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ , близкие мантийному, отмечаются для районов Центральной и Восточной Камчатки, которые как раз и характеризуются повышенной ртутноносностью. При этом в пределах Восточной Камчатки вышеупомянутые исследователи выделяют три геотермальных района, где изотопные отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  достигают максимальных величин: Узон-Гейзерный, Мутновский и Паужетско-Кошелевский. Именно в этих участках зафиксированы высокие концентрации ртути: в минеральной форме, в виде ее ореолов, а также в парогазовых струях — газах и конденсатах.

Повышенные отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  отмечены и на вулкане Менделеева (Толстихин, Мамырин, Басков и др., 1972 г.), где в настоящее время формируется ртутное оруденение. "Мантыйный" гелий установлен также В. Кларком с соавторами (Clark et al., 1969 г.) для Восточно-Тихоокеанского поднятия, где ранее были описаны ртутные аномалии. Он установлен и в Срединно-Атлантическом хребте, в частности в вулканических эксгалициях Исландии [86], которые, как было показано выше, характеризуются повышенными содержаниями ртути. Следует попутно отметить, что в этих эксгалициях обнаружен избыток  $^{40}\text{Ar}$ , что, как полагают Б.Г. Поляк, В.И. Виноградов, В.И. Кононов и др. [86], является специфической чертой мантыйных газов.

В ряде случаев намечается связь ртути с азотом, водородом и углекислым газом. Так, в газе месторождений провинции Альтмарк (ГДР), где обнаружены самые высокие содержания ртути в газе, концентрации азота очень велики и составляют 50–75, иногда до 99 об. %. Подобная картина наблюдается и в польских месторождениях (см. табл. 21). На основании изучения изотопного состава азота и геолого-геохимических характеристик газа ряд исследователей (Müller et al., 1973, 1979 г.) пришли к выводу о глубинном происхождении значительной части азота этих месторождений. Четкая корреляция ртути с углекислым газом наблюдалась нами в Мирненском газовом месторождении на Ставропольском поднятии; в углеводородных газах верхнепалеогеновых отложений ( $\text{CO}_2$  0,06–0,24 об. %) содержание ртути составляет  $5 \cdot 10^{-8}$ – $1,8 \cdot 10^{-7}$  г/м<sup>3</sup>, а в газах нижележащих меловых отложений ( $\text{CO}_2$  3,65–6,66 об. %) оно заметно повышается:  $2 \cdot 10^{-7}$ – $3,9 \cdot 10^{-5}$  г/м<sup>3</sup>. Водород отмечался в ртутьсодержащих метановых газах Донбасса. Заметные его количества зафиксированы также в базальтоидах уже упоминавшегося выше Калифорнийского залива.

При обсуждении состава летучих из глубин Земли большую роль отводят  $\text{K}_2\text{O}$ . О продолжающейся дегазации мантии с выносом  $\text{K}_2\text{O}$  уже после дифференциации верхних горизонтов мантии и становления коры писал В.С. Соболев (1973 г.). Известные эксперименты В.К. Маркова, Ю.Н. Рябинина, И.С. Делицына и В.П. Петрова (1968 г.) не противоречат такому предположению; они свидетельствуют о том, что повышенные давления не способствуют фиксации калия в горных породах. В этой связи напомним наши данные [58] о коррелятивной связи повышенных содержаний ртути и калия в породах недавнего извержения Ключевского вулкана (прорыв Пийпа, 1966–1967 гг.), а также данные В.Л. Барсукова и Л.В. Дмитриева [6] об обогащении базальтов в отдельных участках Срединно-Атлантического хребта калием, сопровождающимся пяти-шестикратным увеличением содержаний олова. Срединно-Атлантический хребет, как отмечалось выше, характеризуется также проявлениями повышенных концентраций ртути. Видимо, в отсутствие развитой коры ювенильный калий может сопровождать ртуть и другие флюиды из глубин Земли. Из рудных компонентов в первую очередь заслуживают обсуждения мышьяк и сурьма, поскольку они частые спутники ртути в ее месторождениях и современных проявлениях и для них известны соединения, характеризующиеся высокой летучестью. В настоящее время, однако, неясно, являются ли они спутниками ртути на всем пути ее следования или пути их миграции где-то пересекаются, после чего они следуют вместе. Приведенные выше данные по

сурьме (в разделе, касающемся источников рудных элементов) позволяют усомниться в ее мантийной природе, однако этот вопрос требует специальных исследований.

Резюмируя вышеизложенное, подчеркнем, что дегазация мантии, очевидно, является тем главным процессом, который обеспечивает ртутью киноварные месторождения планетарных ртутных поясов и ответствен за ртутную специализацию месторождений различного вещественного состава (рудных и газонефтяных), а также за появление геохимических аномалий ртути в подвижных поясах Земли.

### ГЕОЛОГО-ИСТОРИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЕОХИМИИ РУТУТИ

Закономерности образования ртутных месторождений в истории развития подвижных зон, а также в ходе эволюции Земли рассматривались в работах В.И. Смирнова, В.А. Кузнецова, Г.А. Гвалчрелидзе, В.П. Федорчука, В.И. Скаржинского и др. Установлено, что ртутные месторождения образуются в заключительные стадии развития геосинклинальных систем при превращении их в платформенные области и в периоды тектоно-магматической активизации складчатых областей и древних платформ. Показано, что известные ртутные месторождения принадлежат в основном кайнозойской и мезозойской эпохам рудообразования; выделяется также позднегерцинский этап ртутного оруденения. Каледонских и более древних месторождений не установлено. Последнее рассматривается как следствие эрозии древних месторождений, разрушения их при термометаморфизме и направленного развития земной коры и мантии. Но все эти закономерности относятся к ртутным, киноварным месторождениям.

Широкие исследования ртутоносности рудных месторождений показали, что ртуть в значительных количествах концентрируется также в нертутных сульфидных месторождениях. Если учесть эти данные, то следует внести некоторые коррективы в наши представления о масштабах концентрации ртути в истории развития подвижных геосинклинальных зон и в ходе эволюции Земли. Это в первую очередь относится к ранней, собственно геосинклинальной стадии развития подвижных зон земной коры. Наиболее интересна в этом плане ртутоносность колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, принадлежащих этой стадии, благодаря масштабам их проявления (они образуют рудные пояса, длина которых может достигать несколько тысяч километров) (В.Смирнов, 1968 г.) и способности ртути накапливаться в рудных минералах. Как было показано выше, сфалерит, блеклая руда и золото являются наиболее эффективными концентраторами ртути, при этом именно сфалерит, вследствие широкого его развития в рудах колчеданных месторождений, определяет уровень концентрации в них ртути. Обычно он содержит ртуть в количестве 0,001–0,01, редко до 1%. Блеклая руда из-за малой распространенности лишь в отдельных случаях влияет на порядок содержания ртути в колчеданных месторождениях, а такие редко встречающиеся здесь минералы, как ртутьсодержащее золото и собственно минералы ртути (киноварь, колорадоит и др.), не отражаются заметным образом на уровне ее концентрации в рудах.

Валовые содержания ртути в колчеданных рудах варьируют в широких пределах (от  $n \cdot 10^{-6}$  до 0,01%), но в основном составляют 0,0001 – 0,001%.

Оценка первичной ртутоносности колчеданных месторождений часто затруднена из-за широко проявленных процессов пострудного регионального метаморфизма, обычно соответствующего зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма, которые ведут к заметному, в десятки и сотни раз по сравнению с исходным, уменьшению содержаний ртути в рудах. Однако даже в метаморфизованных колчеданных месторождениях заключено весьма значительное количество ртути, соизмеримое с ее запасами в средних и даже крупных киноварных месторождениях. Приближенные оценки показали, что в месторождении Раммельсберг в ФРГ ( $D_2$ ) оно составляет около 4 тыс. т, в рудном районе Шеллефт в Швеции (PR) – 3 тыс. т, а в наиболее глубоко метаморфизованном месторождении Фалун в Швеции (AR) – 500 т. Если мы увеличим хотя бы в десять раз приведенные величины, чтобы представить первоначальную ртутоносность этих месторождений (которая существенно уменьшилась вследствие пострудного метаморфизма), то некоторые из них перейдут в ранг крупных и очень крупных ртутных объектов.

При обсуждении вопроса о масштабах концентрации ртути на ранних стадиях развития геосинклинальных зон следует также учитывать данные по свинцово-цинковым месторождениям предположительно вулканогенно-осадочного генезиса с крупными запасами основных компонентов. Таков, например, Брокен Хилл в Австралии; запасы ртути в рудах этого месторождения могут быть оценены как минимум в 4 тыс. т. Того же порядка (2 тыс. т), вероятно, запасы ртути на свинцово-цинковом месторождении Сулливан, которое по условиям рудообразования близко к Брокен Хиллу.

Все это – примеры оценки ртутоносности отдельных объектов. Оценка ртутоносности региона произведена выше на примере Уральской колчеданной провинции. Общее количество первоначально (до метаморфизма) заключенной в колчеданных месторождениях этой провинции ртути составляет несколько десятков тысяч тонн, что соответствует запасам обычного ртутнорудного пояса.

Таким образом, в раннюю стадию развития геосинклинали выделяется весьма значительное количество ртути, которое в ряде случаев может быть соизмеримо с ее количеством, соответствующим таковому на завершающей стадии развития геосинклинали или в период последующей активизации региона. Эти данные хорошо согласуются с известными геологическими положениями: активное поступление мантийного материала, включая ртуть, происходит в раннюю и посторогенную стадии развития геосинклинали, а также в эпоху тектоно-магматической активизации. Стадия орогена в этом плане неблагоприятна, поскольку процессы в это время в основном замыкаются в коре и связанные с этой стадией месторождения резко обогащены ртутью.

В случае полициклического развития регионов поступление ртути происходило неоднократно, когда осуществлялась связь с мантией Земли. Примером таких регионов является полициклическая провинция Большого Кавказа, сформировавшаяся в результате проявления четырех последовательных геосинклинальных циклов. Ртуть в повышенных количествах установлена нами в рудах месторождений, относящихся к герцинскому, ким-

мерийскому и альпийскому этапам рудообразования, а также в молодых ртутьсодержащих газовых месторождениях Ставропольского плато, принадлежащих уже стадии тектоно-магматической активизации региона (табл. 51); при этом рудные месторождения, сформировавшиеся в связи с гранитоидным коровым магматизмом, характеризуются пониженным уровнем концентрации ртути (месторождения Тырныаузского рудного поля). Другими примерами могут служить описанный выше рудный пояс Западной Европы, где повышенная ртутоносность месторождений отмечается со среднего девона до альпийского времени, и северо-западная структура, прослеживаемая от Балтийского щита почти до берегов Каспийского моря, где проявления повышенных концентраций ртути фиксируются со среднего протерозоя до мезозоя. Таким образом, можно говорить об определенной металлогенической специализации регионов в отношении ртути, которая проявлялась многократно, но в различной степени на протяжении длительной истории их развития.

Причины образования киноварных месторождений в поздние этапы развития регионов и отсутствие таковых на ранней геосинклинальной стадии можно объяснить следующим образом. В раннюю стадию развития геосинклиналей ртуть, поступающая из мантии в верхние оболочки Земли, сопровождается обильным базальтоидным магматизмом и поэтому либо рассеивается с базальтами и их производными, либо соосаждается с сульфидами в колчеданных месторождениях в антрактах между излияниями лав. При этом лишь в незначительном количестве образуются киноварные проявления; примером является молодая ртуть-колчеданная залежь на вулкане Менделеева (Курильские острова). В поздние стадии, когда происходит ослабление магмообразования в верхней мантии, по зонам глыбинных разломов из недр Земли поднимаются лишь наиболее летучие элементы, в том числе и ртуть, и формируются собственно ртутные месторождения.

Обратимся к истории миграции ртути в ходе эволюции Земли. Это весьма сложная задача, и по этому вопросу можно высказать лишь отдельные соображения. Если придерживаться распространенной точки зрения А.Е. Ферсмана, А.П. Виноградова и других исследователей, согласно которой химический состав каменных метеоритов характеризует перзичное вещество нашей планеты, то за исходное можно принять повышенное начальное содержание ртути в этом веществе. При любых подсчетах, включающих те или иные разности каменных метеоритов, эта концентрация будет по крайней мере на один, а может, и на два порядка выше кларка ртути в земной коре. Процессы дифференциации и дегазации Земли привели к обеднению ртутью верхних горизонтов мантии. Вероятно, частично это ртуть на ранних стадиях развития Земли диссипировалась в космическое пространство. Но 2–3 млрд. лет тому назад, по-видимому, еще происходило интенсивное выделение ртути из недр Земли. Возможно, с этим связано возникновение детерминант резистентности к ртути у прокариот на заре их эволюции; с тех пор детерминанты резистентности сохраняются у бактерий в районах ртутных месторождений [110]. Вероятно, правы Е.М. Камерон и И.Р.Джонассон (Cameron, Jonasson, 1972 г.), которые предполагают более интенсивную дегазацию ртути в нижнем протерозое, чем в настоящее время, на основании полученных ими данных о повышенных концентрациях ртути в нижнепротерозойских сланцах Канадского щита.

Т а б л и ц а 51. Ртуть в месторождениях Большого Кавказа

Металлогеническая эпоха*	Рудная формация*	Месторождение	Анализируемый материал	Содержание ртути, %
Герцинская	Колчеданных месторождений	Урупское, Власинчихинское, Скалистое	Руды	$4 \cdot 10^{-5} - 1,5 \cdot 10^{-3}$
Киммерийская	Колчеданно-полиметаллических месторождений	Филизчайское	„	$(1,2-2) \cdot 10^{-3}$
	Жильных кварцево-полиметаллических месторождений	Садонское, Хаником, Кокадур	Сульфидные минералы	$1 \cdot 10^{-5} - 8 \cdot 10^{-2}$
	Барит-полиметаллических месторождений	Чордское	Барит	$8 \cdot 10^{-4} - 5,6 \cdot 10^{-3}$
Альпийская	Арсенопирит-молибденит-шеелитовых месторождений	Тырныаузское	Сульфидные минералы	$4 \cdot 10^{-6} - 6 \cdot 10^{-4}$
	Ферберит-антимонитовых месторождений	Зопхито и др.	Антимонит	$(1-1,5) \cdot 10^{-3}$
	Реальгар-аурипигментовых месторождений	Лухумское	Сульфиды мышьяка и сурьмы	$2,4 \cdot 10^{-4} - 4,4 \cdot 10^{-2}$
	Ртутных месторождений	Сахалинское	Сфалерит Блеклая руда	8,1-25,4 11,2
	Газовые и газонефтяные месторождения	Тахта-Кугульта, Северо-Ставропольское, Мирненское, Южно-Спасское, Журавское, Воробьевское	Газ	$4 \cdot 10^{-7} - 7 \cdot 10^{-5}$ г/м <sup>3</sup>

\*По Г.А. Гвалчрелидзе [100].

В.И. Смирнов [95] отмечает, что ранний протерозой был "слабым" в отношении рудообразования, но уже в среднем и верхнем протерозое образуются выдающиеся по масштабу магматические месторождения сульфидных медно-никелевых руд, хромитов и титаномагнетитов, а также связанные с базальтоидами вулканогенно-осадочные колчеданные месторождения меди, цинка и свинца. В каледонскую и герцинскую эпохи базальтоиды с их рудами еще достаточно представительны, хотя заметную роль начинает играть гранитоидный магматизм и связанное с ним рудообразование. В киммерийскую и особенно в альпийскую эпохи геосинклинальный базальтоидный магматизм и рудообразование резко сокращаются и начинает преобладать гранитоидный магматизм.

Мы остановились на этом столь подробно для того, чтобы показать, что только ртутоносность рудных месторождений может послужить информацией о концентрациях ртути в периоды, предшествующие известным эпохам ртутного рудообразования (содержания же ртути в осадочных и магматических породах фанерозоя не выявляют какой-либо определенной тенденции в связи с возрастом их образования). Из рудных месторождений при таком рассмотрении наиболее важны колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, и вот по каким причинам. Среди магматических месторождений хромитовые и титаномагнетитовые месторождения не заслуживают внимания, несмотря на масштабы их проявления, так как содержания ртути в них близки вмещающим магматическим породам, а медно-никелевые характеризуются лишь весьма слабой ртутоносностью. В классе гидротермальных месторождений те из них, которые формируются в связи с гранитоидным магматизмом, не отличаются повышенным уровнем концентрации ртути, поскольку в их образовании заметную роль играют коровые процессы. Казалось бы, определенный интерес должны представлять стратиформные свинцово-цинковые месторождения благодаря их значительным размерам и широкому проявлению в рудах такого прекрасного концентратора ртути, как сфалерит. Однако содержания ртути в этих месторождениях в общем невысокие: первые  $10^6 - n \cdot 10^{-5}\%$ , редко поднимающиеся до  $5 \cdot 10^{-4}\%$  даже в сфалерите (данные И.Р. Джонассона и Д.Ф. Сангстера (1975 г.) для месторождений долины Миссисипи и наши данные по Верхней Силезии). По-видимому, столь низкие содержания ртути обусловлены регионально-тектонической позицией этих месторождений, а именно размещением их в чехлах платформ и отсутствием глубинных структур (подобных тем, которые наблюдаются в колчеданных провинциях), по которым ртуть могла бы поступать из глубин Земли. Как известно, колчеданные месторождения приурочены к тектоническим трогам, ограниченными крупными разломами, по которым близодновременно с формированием в трогах вулканогенной спилит-кератофировой формации и связанного с ней колчеданного оруденения внедрялись перидотитовые и габбровые интрузии, свидетельствующие о значительной глубинности заложения этих структур.

В рудах колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, как указывалось выше, содержания ртути заметно повышены и для нематаморфизованных месторождений обычно не ниже  $10^{-4}\%$ . В нашем распоряжении имеются данные о ртутоносности протерозойских колчеданных месторождений Финляндии и Закарпатья, герцинских месторождений, при-

уроченных к силурийским, девонским и нижнекаменноугольным отложениям (Средний и Южный Урал, Кавказ, Центральный Казахстан, Гиссарский хребет, Румыния), и молодых месторождений, залегающих среди миоценовых и четвертичных отложений (Курильские острова и Япония). Из литературных данных в этом плане заслуживают внимания работы Ю.Б. Генкина (1970 г.) по месторождениям Рудного Алтая, Е. Грипа (1948 г.), Л. Виденфолка (1981 г.) и С.А. Арвидсона (1982 г.) по Швеции, В.П. Сиарса (1973 г.), И.Р. Джонассона и Д.Е. Сентстера (1975 г.) по Канаде. Следует указать на одно исключение – месторождение Озерное в Западном Забайкалье, залегающее в нижнекембрийских вулканогенно-осадочных отложениях, где содержания ртути понижены и составляют  $n \cdot 10^{-6}$  –  $n \cdot 10^{-5}\%$ , хотя руды и метаморфизованы. Но в целом уровень концентрации ртути в колчеданно-полиметаллических месторождениях весьма значителен. Выше были приведены некоторые расчеты для отдельных колчеданных месторождений и для колчеданной провинции в целом. Полученные данные определенно свидетельствуют о поступлении значительных количеств ртути из недр Земли не только в молодые металлогенические эпохи, когда происходило формирование собственно киноварного оруденения, но и в более ранние эпохи (протерозой, нижний и средний палеозой).

Возможно, что рубеж, на который указывает В.И. Смирнов [95] (киммерийская и особенно альпийская эпохи, когда резко сокращаются геосинклинальный базальтоидный магматизм и связанное с ним рудообразование), важен и в геохимической истории ртути. Если раньше ртуть в значительных количествах выделялась вместе с колчеданами и свинцово-цинковыми рудами, то в киммерийскую и альпийскую эпохи она в основном образует свои собственные, киноварные месторождения и концентрируется в газовых и газонефтяных месторождениях.

В приведенных рассуждениях нами не учитывалась возможность существования киноварных месторождений в древние эпохи Земли, у нас нет новых аргументов по этому вопросу. Но независимо от этого нам бы хотелось подчеркнуть следующее: ртуть, очевидно, в больших количествах выделялась при процессах дифференциации и дегазации Земли на протяжении всей ее геологической истории. Нет оснований полагать, что направленное развитие Земли привело к образованию крупных ртутных концентраций лишь на поздних стадиях, скорее менялась форма ее проявления: на ранних стадиях развития Земли значительная ее часть связывалась с нертутными сульфидными месторождениями (преимущественно с колчеданными и свинцово-цинковыми), а на поздних – она в основном выделялась в виде своих собственных киноварных месторождений, а также концентрировалась в газовых и газонефтяных месторождениях.

# РТУТОМЕТРИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РТУТОМЕТРИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Ртутометрия может с успехом использоваться для совершенствования теории рудообразования, классификации рудных месторождений, металлогенических построений, прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. Выше было показано приложение ртутометрии для выяснения источников ртутных и ртутисодержащих месторождений.

Теоретическое рассмотрение источников рудного вещества собственно ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений позволило выявить новые региональные закономерности их размещения. Хорошо известна приуроченность ртутных поясов к зонам глубинных разломов, проникающих в верхнюю мантию. Однако в плане известных данных об источниках серы следует подчеркнуть важность и другого фактора — наличие нефтегазоносных бассейнов или впадин с эвапоритами и признаками нефтегазоносности, ограниченных или рассеченных рудоконтролирующими глубинными разломами. Только сочетание этих двух факторов обеспечивает формирование ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений, и это необходимо учитывать при региональном прогнозировании.

Выше была показана также возможность использования ртутометрии для выделения ртутнорудных поясов нового типа по ртутисодержащим рудным и газонефтяным месторождениям. Выделение таких поясов чрезвычайно важно как для металлогенического районирования, так и для регионального прогнозирования ртутисодержащих месторождений с целью выделения объектов для попутной добычи ртути.

Далее. На основании изучения ртутоносности рудных месторождений на регионально-тектонической основе и детального изучения минералов-концентраторов ртути предлагается выделять медно-ртутный (блеклорудный) тип оруденения в качестве самостоятельной субформации в рамках ртутной рудной формации [61]. Это оруденение, как было показано выше, является составной частью рудных поясов и формируется в участках их пересечения или совмещения с рудными зонами медного профиля. К медно-ртутной субформации следует отнести месторождение Рудняны в Чехословакии, Орд и Пунитак на Американском континенте, Кульпульней на Северо-Востоке СССР и др. Ртутные блеклые руды в таких месторождениях наряду с киноварью — главные ртутные минералы; иногда они заметно преобладают. Так, на месторождении Рудняны основной носитель ртути — тетраэдрит (1–19% Hg); с ним на разных участках месторождения связано от 2/3 до 5/6 валового количества ртути.

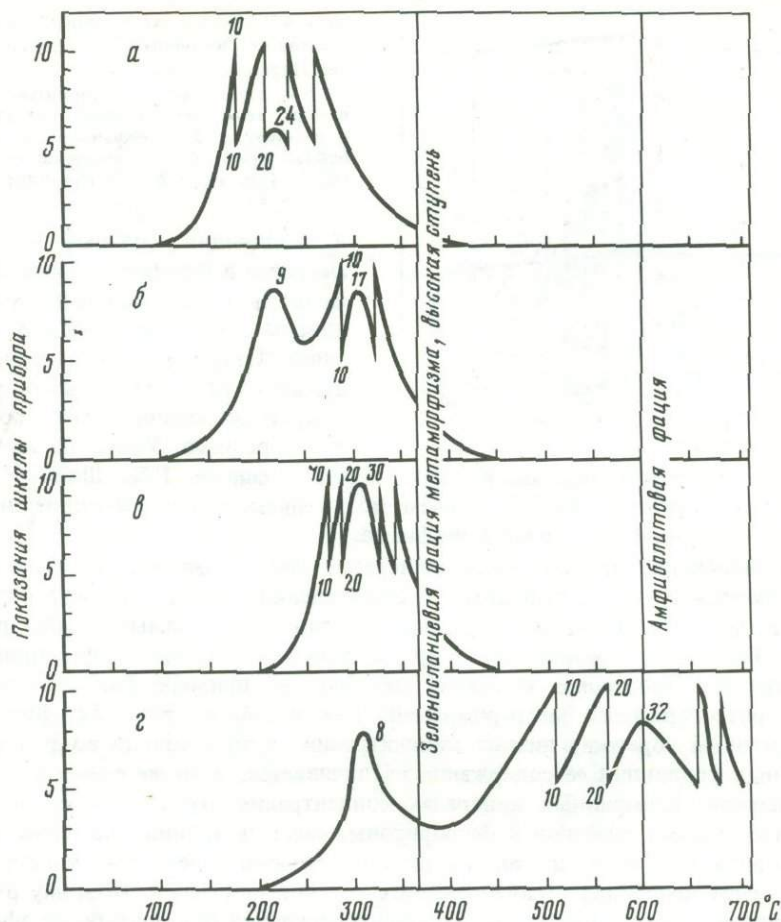
Но, пожалуй, наиболее широкое приложение ртутометрия нашла при поисках рудных месторождений. Как указывалось в предисловии, ртутометрический метод поисков был предложен А.А.Сауковым, развивался его коллегами и учениками и в настоящее время широко используется в СССР и за рубежом.

Новые данные по геохимии ртути, полученные за последние 20 лет, позволили внести дополнения в теорию ртутометрического метода и пока-

зать необходимость дифференцированного подхода к его применению в различных регионах для разных типов рудных месторождений и более обоснованной разбраковки ртутных аномалий [62, 63].

Уровень концентрации ртути в ореолах при прочих равных условиях связан коррелятивной зависимостью с ее содержанием в рудах и слагающих их минералах, а повышенная ртутоносность месторождений, как было показано выше, определяется регионально-тектоническими условиями их размещения, и в первую очередь приуроченностью этих месторождений к линейным структурам мантийного заложения. Напротив, рудные месторождения, приуроченные к стабильным блокам земной коры (срединным массивам и областям древней консолидации), характеризуются пониженными концентрациями ртути. Следует, кроме того, отметить, что рудные месторождения, формирующиеся в связи с гранитоидным коровым магматизмом, даже в пределах линейных структур характеризуются сравнительно низким уровнем концентрации ртути. Региональные особенности в распределении ртути в рудных месторождениях четко отражаются (при прочих равных условиях) и на развитии ртутных ореолов вокруг этих месторождений. Соответственно месторождения, приуроченные к зонам глубинных разломов, проникающих глубоко в мантию, будут характеризоваться более контрастными и четкими литохимическими ореолами ртути, чем месторождения, обязанные своим происхождением внутрикоровым процессам. Последнее неизбежно отражается и на газортутных ореолах. Известные материалы о слабом развитии газортутных ореолов на ряде полиметаллических месторождений Родопского срединного массива хорошо иллюстрируют это положение.

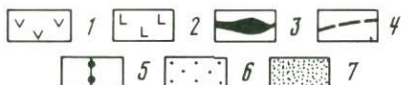
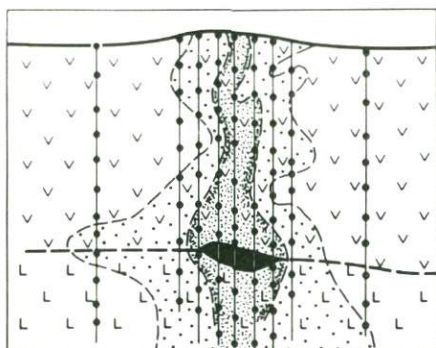
Было установлено также, что ртутоносность руд вследствие высокой летучести ртути и ее соединений существенным образом зависит от интенсивности проявления пострудного метаморфизма, который, как известно, сопровождается тепловым прогревом пород; это проявляется уже при наложении метаморфизма высокой степени зеленосланцевой фации и особенно резко — при метаморфизме амфиболитовой фации. Пострудный метаморфизм сказывается и на снижении содержания ртути в литохимических ее ореолах и особенно заметно на сокращении их размеров. В этом плане интересно обратиться к данным Р. Уотлинга с соавторами (Watling et al., 1973 г.) по возгонке ртути из пород одного цинкового месторождения при постепенном увеличении температуры (фиг. 46). Заметим, что изученное месторождение не метаморфизовано. В наиболее дальней от рудного тела зоне — низкотемпературной — температура возгонки ртути составляет 150–250°, в промежуточной — 200–300°, а в самой рудной зоне основная часть ртути возгоняется при 500–700°С. Отсюда очевидно, что проявление пострудного метаморфизма высокой степени зеленосланцевой (350–400°С) и амфиболитовой (600°С) фаций приведет к резкому сокращению размеров литохимических ореолов рассеяния ртути. Такие ореолы известны на метаморфизованном колчеданном месторождении Норанда в Канаде (фиг. 47), метаморфизм которого соответствует высокой степени зеленосланцевой фации. Ртутные ореолы, судя по данным Х. Сакрисона (Sakrison, 1971 г.), заметно сокращены (на уровне рудной залежи они превышают ее размеры лишь в 3 раза, а на других гипсометрических уровнях — только в 1,5 раза). Другой пример — медно-цинко-свинцовые месторождения



Фиг. 46. Графики распределения различных форм ртути в ореолах и рудах цинкового месторождения Кил (Ирландия) в процессе непрерывной возгонки ртути из проб при постепенном увеличении температуры

а – наиболее удаленная от рудного тела часть ртутного ореола; б – промежуточная; в – ближняя; г – рудная зона. Вертикальные линии на графиках и соответствующие им цифры означают переключение шкал концентрации

Йилинарви и Аияла в Юго-Западной Финляндии, о чем можно судить по материалам Х.Веннервирта и Х.Папунена (Wennervirta, Rapunen, 1974 г.) о рудоносности этих месторождений, которые метаморфизованы не ниже эпидот-амфиболитовой или даже амфиболитовой фации. Уменьшение размеров ореолов при метаморфизме всегда надо иметь в виду при использовании литохимического ртутOMETрического метода поисков в пределах щитов и в других районах, где широко проявился пострудный, особенно высокотемпературный, метаморфизм. Сокращение размеров первичных ореолов ртути при метаморфизме отражается и на газовых ее ореолах. Так, лишь весьма слабые газовые ореолы ртути были обнаружены на сильно метаморфизованных полиметаллических месторождениях Пихасалме



Фиг. 47. Ореолы ртути вокруг медно-цинкового колчеданного месторождения Норанда (в разрезе)

1 — андезиты; 2 — риолиты; 3 — рудное тело; 4 — контакт андезитов и риолитов; 5 — скважины и места отбора проб; 6, 7 — содержания ртути (в усл. ед.): 6 — 0,25–0,40; 7 — более 0,40

в Финляндии (данные Парма), Лангселе в Швеции (данные Цвайфеля) и на месторождения Холоднинское в СССР (данные В.З. Фурсова). Отчетливо уменьшение содержания ртути в газовых ореолах вокруг колчеданных месторождений Среднего Урала по сравнению с месторождениями Южного Урала (данные Г.П. Шорохова и Г.А. Встрокнутова, 1980 г.), причем это уменьшение хорошо коррелируется с увеличением степени метаморфизма.

Исследование ртутоносности минералов гидротермальных месторождений показало, что сульфидные месторождения всегда содержат больше ртути, чем месторождения нерудных полезных ископаемых — флюоритовые, баритовые, кварцевые и др., содержащие весьма малую примесь сульфидов. Проследим это более детально на примере флюоритовых и флюоритсодержащих месторождений. Как видно из табл. 52, флюорит в основном содержит низкие концентрации ртути и только во флюорите ртутных провинций ее содержание увеличивается. В то же время в сопровождающих сульфидных минералах концентрация ртути больше; она становится весьма заметной в флюоритовых месторождениях эпитеpмальной формации и особенно высокой в ртутных флюоритсодержащих и в сурьмяных месторождениях, принадлежащих ртутной формации. Поэтому ртутнометрические поиски флюоритовых месторождений будут наиболее эффективны в тех регионах, где флюоритовое оруденение сопряжено со ртутным в пределах одних тектонических зон или где во флюоритовых месторождениях широко развиты сульфиды (полиметаллическо-кварц-флюоритовый минеральный тип эпитеpмальной формации). Аналогичные выводы получены нами для баритовых и баритсодержащих месторождений.

Кратко рассмотрим возможные перспективы развития ртутнометрического метода поисков. Упомянутое в начале книги открытие "Закономерности распределения ртути в лито- и атмосфере" относится к гидротермальным рудным месторождениям. В настоящее время существуют убедительные предпосылки для приложения метода поисковой ртутнометрии и к магматогенным сульфидным месторождениям; к числу таких предпосылок в первую очередь относятся данные о заметной ртутоносности последних (табл. 53). Результаты исследований ртутоносности газовых и газонефтяных месторождений и проведение опытных работ по выявлению ртутных ореолов (Машьянов, 1980 г.; Фурсов, Анцифоров и др., 1983 г.; Инговатов и Шевченко, 1983 г., а также наши с Ю.И.Пиковским данные) позволяют надеяться, что в определенной геологической ситуации ртутнометри-

Т а б л и ц а 52. Сопоставление содержаний ртути в минералах флюоритовых месторождений различных генетических типов

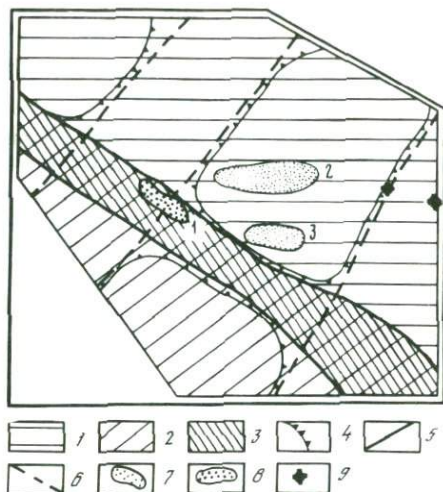
Генетический тип	Месторождение (регион)	Содержание ртути в флюорите, %	Содержание ртути в рудных минералах, %
Осадочные	Ратовкитовые (Московская область)	$(1-1,5) \cdot 10^{-6}$	
Пегматитовые	Редкоземельно-хрусталеносно-флюоритовые (Казахстан)	$(1-5) \cdot 10^{-6}$	
Грейзеновые	Редкометалльно-флюоритовые (Западное Забайкалье, Казахстан, Приморье)	$5 \cdot 10^{-7} - 5 \cdot 10^{-6}$	Пирит $(3-6) \cdot 10^{-5}$ Галенит $8 \cdot 10^{-6} - 7,5 \cdot 10^{-5}$
Гидротермальные	Фенакит-берtrandит-флюоритовые	$(3-5,5) \cdot 10^{-6}$	Пирит $(1,6-2) \cdot 10^{-5}$
	Уран-молибден-флюоритовые	$(1-6) \cdot 10^{-6}$	
	Флюоритовые, эпитермальная формация (Казахстан, Узбекистан, Таджикистан, Прибайкалье, Забайкалье)		
	карбонатно-кварц-флюоритовые (метасоматические)	$(1-3) \cdot 10^{-6}$	Галенит $9 \cdot 10^{-6} - 1,5 \cdot 10^{-4}$
	кварц-флюоритовые (жильные)	$5 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-4}$
	полиметаллическо-кварц-флюоритовые (жильные)	$(1-3) \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-5}$
	барит-кварц-флюоритовые (жильные)	$5 \cdot 10^{-7} - 5 \cdot 10^{-6}$	Пирит $(2-5) \cdot 10^{-5}$ Галенит $(5-6) \cdot 10^{-5}$
Сурьмяные в пределах ртутных провинций (Средняя Азия)		Антимонит $1 \cdot 10^{-5} - 6 \cdot 10^{-2}$	
Ртутные (Якутия, Средняя Азия, Донбасс, Восточная Монголия)		$2 \cdot 10^{-3} - 0,1$ Блеклая руда 7,3-15,1 Сфалерит $1 \cdot 10^{-2} - 35$ Галенит 0,2 Пирит $6 \cdot 10^{-3} - 0,7$	

Т а б л и ц а 53. Содержание ртути в рудах и минералах ликвационных медно-никелевых месторождений

Регион, месторождение	Руда, минерал	Содержание ртути, %	
Сибирь	Талнахское	Пирротин	$6 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-5}$
		Пентландит	$1,5 \cdot 10^{-5} - 6 \cdot 10^{-4}$
		Халькопирит	$6 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-5}$
		Кубанит	$(3-7) \cdot 10^{-5}$
		Халькозин	$3 \cdot 10^{-5}$
		Руда	$1 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-4}$
		Платиновые минералы	$(1,8-3,6) \cdot 10^{-3}$
Норильское	Сфалерит	$1,5 \cdot 10^{-4}$	
	Руда	$(4-8) \cdot 10^{-6}$	
Октябрьское	Сфалерит	$2 \cdot 10^{-5}$	
Кольский полуостров	Мончегорское Восток	Руда	$5 \cdot 10^{-6} - 1,1 \cdot 10^{-5}$
		"	$6 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-5}$
Канада	Садбери	Пирротин	$(1,5-1,6) \cdot 10^{-5}$
		Халькопирит	$(1-2) \cdot 10^{-5}$
		Арсенопирит	$3 \cdot 10^{-5}$

ческий метод может дать хорошие результаты и для этих месторождений. Основной посылкой для такого предположения является установление повышенных содержаний ртути в газах и нефтях ряда месторождений по сравнению с атмосферой, а также вдоль зон, дренирующих газо- и нефтегазоносные залежи. В этой связи следует сделать одно важное замечание. Ртутные ореолы будут проявляться, очевидно, в различных нефтегазоносных районах по-разному, иногда чрезвычайно слабо, что обусловлено регионально тектонической позицией этих районов. Как было показано, повышенная ртутоносность газов проявляется не повсеместно, а локально, в узлах пересечения крупных линеаментов, что обеспечивает повышенную проницаемость этих участков и создает благоприятные условия для проникновения глубинных ртутьсодержащих эманаций в периоды активизации этих структур или отдельных их звеньев. Таково положение большинства ртутьсодержащих месторождений Европейского континента, расположенных в участке пересечения линеамента Карпинского с северными ветвями Рейнско-Ливийского и Аравийско-Африканского линеаментов. В то же время известны нефтегазоносные районы с заметно пониженными содержаниями ртути, занимающими иную геологическую позицию (месторождения в районе оз. Боденского, на п-ове Челекен и др.). Соответственно в этих районах в различной степени будут проявлены и ртутные ореолы, и с этим мы должны считаться при интерпретации данных по ртутометрии. И наконец, совершенно новая и весьма важная область приложения ртутометрического метода — использование его при исследованиях морей и океанов — для прослеживания тектонических зон и выявления рудных скоплений. Обнадеживающими в этом плане являются известные данные о повышенной

**Фиг. 48.** Ртутноносность газовых месторождений Амударьинской впадины  
 1, 2 — тектонические ступени:  
 1 — Бухарская, 2 — Чарджоуская;  
 3 — Каракульская рифтовая зона;  
 4 — границы между выступами и прогибами;  
 5 — глубинные разломы;  
 6 — поперечные разломы, активизированные в альпийскую эпоху;  
 7, 8 — газовые месторождения с содержанием ртути в газе (в г/м<sup>3</sup>): 7 — более  $1 \cdot 10^{-6}$  (1 — Учкыр), 8 — менее  $1 \cdot 10^{-6}$  (2 — Газли, 3 — Ташкудук);  
 9 — эпицентры газлинских землетрясений 1976 г.



ртутноносности океанических линеаментов в целом и отдельных крупных нарушений (наши данные по Срединно-Атлантическому хребту, К.Бестрема и Д.Фишера [126] по Восточно-Тихоокеанскому поднятию, А.А.Ганеева, Н.Р.Машьянова и др. [23] по Берингову морю), а также материалы Р.Бигнелла с соавторами (Bignell et al., 1976 г.) о наличии четко выраженного ртутного ореола вокруг металлоносных осадков Красного моря (см. фиг. 42).

Какие новые перспективные направления можно наметить в области применения ртутометрии? Одним из важных направлений является использование данных ртутометрии для прогнозирования землетрясений, что неоднократно обсуждалось с А.А.Сауковым. Поэтому логическим следствием нашего открытия "Закономерность распределения ртути в лито- и атмосфере" (А.А.Сауков и др.) явилось предложение рассматривать это направление в качестве важнейшего. Конкретных исследований в этом плане известно немного; в небольшом масштабе они проводились В.З.Фурсовым в Узбекистане и Казахстане (Фурсов и др., 1968, 1971 гг.), а также нами совместно с Ю.И.Пиковским [62, 78].

Наши исследования проводились в Амударьинской впадине на углеводородных месторождениях. Они показали, что на уровень концентрации ртути определяющее влияние оказывают активность и глубинность разломов, контролирующих размещение этих месторождений. Только на этом фоне предлагается изучать изменение концентрации ртути в углеводородных газах в связи с землетрясениями. Так, наиболее повышенные и устойчивые в течение ряда лет содержания ртути отмечались на месторождении Учкыр, расположенном на участке сочленения крупной рифтовой системы (Каракульская зона) с поперечным нарушением, ограничивающим Газлинское поднятие (фиг. 48). Каракульская рифтовая зона характеризуется всеми чертами глубинной структуры и отличается высокой современной тектонической активностью. Эти особенности геологического положения Учкырского месторождения обусловили повышенную проницаемость района, обеспечившую проникновение глубинных ртутьсодержащих эманаций. В то же время два других месторождения — Газли и Ташкудук, расположенные

в центральной части Газлинского выступа вдали от Каракульской рифтовой зоны, — характеризуются более низкими содержаниями ртути, которые заметно не изменялись, даже в период сильных Газлинских землетрясений 1976 г.; активизация разломов, с которыми связаны эти месторождения, в период Газлинских землетрясений была вызвана очагом, находившимся на глубине лишь 5–30 км; иными словами, землетрясения были внутрикоровыми. Можно полагать, что заметные концентрации ртути в газах будут обнаружены в случае нахождения очага землетрясения на больших глубинах, чем в случае Газлинских землетрясений 1976 г., и его связи с мантией Земли. Повышенные содержания ртути будут отмечаться в первую очередь в газовых залежах, приуроченных к глубинным разломам типа Каракульской рифтовой зоны. Исследованием возможности использования ртути в качестве предвестника землетрясений в настоящее время занимаются в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского В.Л.Барсуков, В.С.Серебрянников [7] и Ю.И.Стахеев (1985 г.); эти исследования проводятся на одном из полигонов в Таджикистане путем опробования на ртуть как вод, так и почвенного воздуха.

Из общих соображений хотелось бы указать на следующее. Содержания ртути в газах — углеводородных залежах, почвенном воздухе и приземной атмосфере — будут зависеть от целого ряда факторов, и в первую очередь от глубины очага землетрясения (в случае землетрясений, спровоцированных мантийными очагами, уровень концентрации ртути будет выше), его магнитуды, проницаемости пород для проникновения ртутьсодержащих эманаций и т.д. Наиболее перспективными в исследовании предвестников землетрясений нам представляются стационарные исследования ртутьсодержания приземной атмосферы по сети опорных пунктов в сейсмоактивных регионах.

Еще одним новым направлением применения ртутьметрии является предложенное Дж.Матликом, А.Бусеком и Д.Фелпсом использование ее литохимических ореолов для выявления геотермальных зон (Matlick, Buseck, 1976 г.; Phelps, Buseck, 1978 г.). Если проанализировать регионально геологическую позицию исследованных ими зон, то окажется, что все они приурочены к зонам крупных глубинных разломов (штаты Калифорния и Орегон в США), которые на других участках сопровождаются выходами ртутьсодержащих термальных вод, ртутных рудопроявлений и месторождений. Это находится в согласии с глобальными закономерностями размещения повышенных концентраций ртути в земной коре, изложенными выше. По-видимому, наиболее перспективным методом выявления таких геотермальных зон является газортутный метод в варианте измерения концентраций ртути в приземной атмосфере, с одной стороны, благодаря его экспрессности, а с другой — вследствие отчетливого трассирования зон активизации ртутными аномалиями в приземном воздухе.

И последнее. Появились убедительные данные о возможности использования ртути в качестве индикатора активизации вулканических процессов при прогнозе вулканических извержений; судя по результатам наших многолетних исследований, проведенных в пределах Курило-Камчатской вулканической зоны, тому есть хорошие предпосылки: установлено заметное увеличение содержания ртути в продуктах фумарольной деятельности при активизации вулканических процессов.

## ПОПУТНОЕ ИЗВЛЕЧЕНИЕ РТУТИ И ОХРАНА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Ртуть весьма токсична. По своему вредному воздействию на человека среди нескольких сотен токсичных веществ она занимает одно из первых мест. Чрезвычайно широкое распространение ртути и концентрация ее в месторождениях различных генетических типов, а также связанных с ними ореолах приводят к тому, что человек в процессе своей производственной деятельности высвобождает ее в количествах, представляющих угрозу для его здоровья. Ртуть выделяется в атмосферу и гидросферу при металлургической переработке различных руд (помимо собственно киноварных), а также в химической, коксохимической, нефтеперерабатывающей, газовой промышленности, при получении цемента, флюса для металлургической промышленности и т.д. Выделение ее связано также с потреблением газа, нефтепродуктов и угля в промышленности, на ТЭЦ, а также на автомобильном, железнодорожном транспорте и т.д. Поэтому в аэрозолях крупных промышленных центров обнаружены значительные концентрации ртути; растет также содержание ртути в почвах, а в бытовом мусоре городских свалок содержание ртути в 13 раз выше по сравнению с кларковым ее значением. В итоге ртуть рассматривается как элемент, характерный для городских условий [26]. Но ведь урбанизация и индустриализация будут продолжаться и дальше!

По оценке американских экономистов и химиков (Chase, Weich, 1973 г.), вследствие производственной деятельности человека в атмосферу ежегодно сбрасывалось в целом около 6000 т ртути (это на начало 70-х годов). К 80-м годам эта цифра оценивалась уже в 16 000 т (Seiler et al., 1980 г.). Причем, как указывали американские исследователи (Chase, Weich, 1973 г.), по крайней мере половина ртути поступает в атмосферу за счет сжигания различного вида топлива, а 1/3 — с отходящими металлургическими газами (здесь имеются в виду газы, выделяющиеся в процессе металлургического предела сульфидных руд самого различного состава). Следует указать, что потери ртути с газами в ртутной подотрасли ниже, чем выбросы ртути в атмосферу в свинцово-цинковой и медной подотраслях. На первый взгляд это кажется парадоксальным, однако в ртутном производстве ртуть по технологической схеме концентрируют из газов, а в свинцово-цинковом и медном производствах она в большинстве случаев не извлекается и уходит с отходящими газами в атмосферу. Установлено, что в районе горно-металлургического комбината производительностью 100 тыс. т (по сумме цветных металлов) значительные концентрации ртути высаживаются в почвы на расстоянии до 3—5 км от последнего, а несколько меньшие, но все же достаточно повышенные отмечаются на расстоянии до 20 км.

В последние три десятилетия произошли трагические события, послужившие причиной сокращения разработок собственно ртутных (киноварных) месторождений. В заливе Минамата на о-ве Кюсю химический комбинат долгие годы сбрасывал сточные воды, насыщенные ртутью. В результате прибрежные воды оказались отравленными, что привело к гибели людей, а многие жители получили тяжелые параличические заболевания вследствие потребления рыбы и моллюсков. Однако речь идет не только о количестве прямых жертв "Минаматы". Попав в организм, ртуть отравляет гены, в результате чего рождались и до сих пор появляются на свет

дети умственно и физически неполноценные. "Минамату" называют "промышленной Хиросимой" Японии и ее ставят на третье место в мартирологе современной японской истории после Хиросимы и Нагасаки. Это один из наиболее ужасных примеров того, к чему может привести заражение человека ртутью окружающей среды. Трагедия "Минаматы" вновь повторилась в 1964 г. на о-ве Хонсю и в 1982 г. в Венесуэле (отравленное побережье Карибского моря). В Швеции загрязнение ртутью привело к тому, что около 200 озер (на (1982 г.) было занесено в черный список вследствие сброса в эти озера ртутьсодержащих шахтных вод и соответственно заражения рыбы. На побережье о-ва Корсика только за один месяц в 1975 г. выбросились шесть кашалотов; их гибель была вызвана ртутным отравлением в связи с высокой концентрацией ртути в Средиземном море за счет сброса отходов с итальянских заводов. Это примеры катастрофических случаев. Но беда в том, что ртутное заражение окружающей среды в целом на планете все более возрастает вследствие увеличения темпов индустриального развития и захватывает все новые и новые регионы. Об увеличивающемся уровне концентрации ртути в биосфере за счет антропогенного заражения можно судить, в частности, по следующим фактам. Английские ученые, изучая распределение ртути в донных осадках, накопившихся за последнюю тысячу лет в одном из озер Великобритании, расположенному вдали от индустриальных центров, установили, что за последние 7–8 столетий содержание ртути в осадках возросло в 10 раз. Датчане на основании исследования датированных образцов торфа на территории Дании показали неуклонное увеличение содержания в нем ртути за последние 100–200 лет. Заметное увеличение концентрации ртути (в 2 раза за последние 50–70 лет) зафиксировано в снегах Гренландии, Антарктики и т.д.

Как же это отразилось на животных и человеке? Приведем только два примера. В музеях Швеции установлено постепенное нарастание содержания ртути в перьях музейных экспонатов начиная с 1890 г., что совпадает с началом использования водной среды для сбросов токсичных промышленных отходов. Сравнительное изучение концентраций ртути в волосах хорошо сохранившихся мумий и современных жителей Гренландии показало, что содержание ее увеличилось в 2,5 раза у современных гренландцев по сравнению с жившими в XV в. А ртуть, даже в очень малых дозах, обладает широким спектром биологического действия на человека и оказывает гонатоксический, мутагенный, эмбриотоксический эффекты, способствуя развитию атеросклероза, нервных болезней и т.д.; виды заболеваний, связанные с воздействием микроколичеств ртути, объединяют общим названием "микромеркуризм" (в отличие от меркуризма, связанного с отравлениями ртутью). В настоящее время ртутная опасность вызывает серьезное беспокойство во всем мире и заслуживает самого пристального внимания.

Проблема охраны окружающей среды тесно сопрягается с проблемой попутной добычи ртути в целях комплексного использования руд, однако первая является значительно более широкой и предусматривает проведение соответствующих мероприятий по извлечению ртути даже в тех случаях, когда это не представляет практической ценности, но ведет к ртутному загрязнению среды. Для успешного разрешения этих проблем требуется в первую очередь знание сведений о содержаниях ртути в различных видах

полезных ископаемых: рудных концентратах, газах, нефтях, углях, горючих сланцах, мергелях и др., которые подвергаются термической обработке.

Результаты наших исследований по ртутоносности рудных концентратов из месторождений различных генетических типов суммированы в табл. 54 и 55. Эти сведения наряду с вышеизложенными материалами по ртутоносности руд и минералов и учет литературных данных позволяют высказать некоторые общие соображения по попутному извлечению ртути. Наиболее перспективны в этом плане руды неметаморфизованных и слабо метаморфизованных колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений благодаря значительным запасам основных компонентов, высокой ртутоносности руд и широкому развитию в них минералов-концентраторов ртути: сфалерита, а на некоторых месторождениях блеклой руды и галенита. Таковы медно-колчеданные месторождения Южного Урала и колчеданно-полиметаллические месторождения Атасуйского типа в Казахстане (см. табл. 55). Для сравнения укажем, что в цинковых концентратах финских и шведских колчеданно-полиметаллических месторождений, из которых попутно извлекается ртуть, ее содержания составляют  $(1-2) \cdot 10^{-3}$  и 0,1% соответственно. Известна также попутная добыча ртути из цинковых концентратов колчеданных месторождений Японии.

Количество ртути, заключенной в колчеданных месторождениях, может быть самым различным; оно зависит от запасов основных компонентов и содержания ртути в минералах-носителях. Выполненные нами ориентировочные подсчеты для зарубежных колчеданных месторождений показали, что в цинковых рудах отдельных месторождений заключено от нескольких сотен до нескольких тысяч тонн ртути, т.е. по запасам они соответствуют небольшим и средним ртутным объектам.

Другой тип рудных месторождений, перспективный для попутного извлечения ртути, можно условно назвать блеклорудным (швацитовым). Он может проявляться как в отсутствие киноварной минерализации (наиболее типичный представитель – Гортдрам в Ирландии), так и совместно с ней (Рудняны и Рожнява в Словакии). На месторождении Гортдрам (в настоящее время неразрабатываемом) ртутьсодержащим был теннантит. Содержание ртути в медном концентрате 0,5–2%; общие запасы можно примерно оценить в 1 тыс. т. Ежегодное извлечение ртути составляло несколько десятков тонн, максимальная добыча – 71 т – была достигнута в 1971 г. На месторождении Рудняны основной носитель ртути – тетраэдрит. Среднее содержание металла в сульфидном концентрате составляет 2,5–3,5%, при этом до 5/6 всей ртути получают за счет швацита и только подчиненное количество – за счет киновари. Общие запасы ртути на месторождении Рудняны (с учетом отработанных участков) весьма значительны – более 12 тыс. т. Месторождение Рожнява – значительно более мелкий по запасам ртути объект. Ежегодная добыча ртути на двух этих месторождениях составляет 140 т, из них 110–115 т дают Рудняны и 10–15 т – месторождение Рожнява. Максимальное количество ртути – 230 т – добывалось в 1974–1975 гг. (в годы ртутного бума); оно соизмеримо с добычей ртути из собственно ртутных (киноварных) месторождений. Месторождение Рудняны – единственное в мире месторождение, где за счет блеклой руды добывается такое количество ртути. В целом по запасам ртути месторожде-

Т а б л и ц а 54. Содержание ртути в рудных концентратах из месторождений различного вещественного состава

Типы месторождений	Регион	Месторождение	Концентрат	Число проб	Содержание ртути, %		
Медно-никелевые	Сибирь	Талнахское	Пиритовый	4	$4,5 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-4}$		
			Халькопирит-пентландитовый	2	$(1,4-4) \cdot 10^{-5}$		
			Платиновые минералы	2	$(1,8-3,6) \cdot 10^{-3}$		
	Канада	Садбери	Пирротиновый и халькопиритовый	7	$8 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-5}$		
			Молибденовые	Хакасия	Сорское	Молибденовый	1
Молибденовые	Хакасия	Сорское	Медный	1	$2 \cdot 10^{-6}$		
			Оловянные и оловянно-вольфрамовые	Приморье, Чукотка, Якутия, Забайкалье, Средняя Азия	Более 20 месторождений	Оловянный	23
Оловянный с сульфидами	4	$(7-8) \cdot 10^{-5}$					
Вольфрамовый	2	$(3,5-9) \cdot 10^{-6}$					
Свинцово-цинковые	Кавказ	Квайсинское				Свинцовый	2
			Болгария	Маджарово	"	1	$8 \cdot 10^{-6}$
					Цинковый	1	$1,4 \cdot 10^{-5}$
	Пиритовый	1			$8 \cdot 10^{-6}$		
	То же	Лыкинское	Свинцовый	1	$1 \cdot 10^{-6}$		
			Цинковый	1	$1,2 \cdot 10^{-5}$		
Пиритовый			1	$6 \cdot 10^{-6}$			
Золотые, золото-серебряные и серебряные	Кавказ	Зодское	Сульфидный	1	$2 \cdot 10^{-3}$		
			Камчатка	Оганчинское	"	2	$(2-6) \cdot 10^{-3}$
	Северо-Восток СССР	Рудопоявление	Сульфидный концентрат серебра	11	$5 \cdot 10^{-5} - 4,5 \cdot 10^{-3}$		
			Сурьмяные	Средняя Азия	Терексайское	Сурьмяный	2
То же	Кадамджайское	"				2	$(1-2) \cdot 10^{-4}$
	Якутия	Сарылахское	"	1	$7 \cdot 10^{-5}$		
			Югославия	Заяче	"	1	$1 \cdot 10^{-4}$
					Баритовые	Кавказ	Чордское и др.
Флюоритовые	Казахстан	Таскайнар и др.	Флюоритовый	6			
Железорудные	КМА	Коробковское, Стойленское	Магнетит-гематитовый	3	$3 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$		

Таблица 54 (окончание)

Типы месторождений	Регис..	Месторождение	Концентрат	Число проб	Содержание ртути, %
	Украина	Первомайское	Магнетитовый	2	$(4-7) \cdot 10^{-6}$
	Сибирь	Коршуновское	Магнетит-гематитовый	4	$(2-8,5) \cdot 10^{-6}$
	Финляндия	Отанмеки	Магнетитовый	2	$(1-2) \cdot 10^{-6}$
			Ильменитовый	2	$(1-2) \cdot 10^{-6}$
			Пиритовый	2	$8 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-5}$

ние Рудняны соответствует весьма крупному объекту по классификации В.И.Смирнова и Л.М.Рыженко (1958 г.). К этому же типу относятся эксплуатирующееся ныне месторождение Лос-Мантос в Чили (до 70 т ртути в год) и отдельные участки ртутного месторождения Орд в США (на одном из участков, руды которого были представлены исключительно ртутьсодержащей блеклой рудой, добыто около 280 т ртути).

В СССР к блеклорудному (швацитовому) типу месторождений могут быть отнесены рудопроявления Кульпольней на Чукотке, Тепарские в Западном Тянь-Шане и Аргские в Южном Тянь-Шане [69].

Данных для оценки возможной промышленной рудоносности других генетических типов рудных месторождений пока недостаточно. В этом плане представляются перспективными свинцово-цинковые месторождения, особенно те из них, которые обнаруживают пространственную связь с ртутным оруденением и контролируются теми же глубинными структурами.

Приведенные в табл. 54 данные по содержанию ртути в рудных концентратах месторождений различных генетических типов представляют определенный интерес для оценки степени ртутного заражения окружающей среды при их металлургической переработке. Здесь необходимо сделать следующее замечание. В том случае, когда содержания ртути в рудных концентратах повышены (порядка первых  $n \cdot 10^{-4}\%$ ), но масштабы переработки невелики, ртуть не представляет особо серьезной опасности. Таковы, к примеру, сурьмяные месторождения. Оценка, сделанная для сурьмяных месторождений рудного района Костайник-Крупани в Югославии (комбинат Заяче), показала, что в атмосферу с отходящими газами ежегодно выделяется всего лишь несколько килограммов ртути, а общее количество ее в этих месторождениях не превышает 10 т. Если же объем продукции достаточно велик, то даже при значительно меньших содержаниях ртути (первые  $n \cdot 10^{-5}\%$ ) высвобождающаяся при металлургическом переделе ртуть может значительно загрязнять окружающую среду. Таковы медно-никелевые магматические месторождения. Расчеты, проведенные для месторождения Садбери, показали, что количество ртути, соответствующее ежегодной продукции никеля, измеряется тоннами. Общее ее количество, заключенное в рудах этого месторождения, достигает многих десятков (возможно, первых сотен) тонн. Ртуть, накапливающаяся из года в год в почвах и атмосфере

Т а б л и ц а 55. Содержание ртути в рудных концентратах колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений (в %)

Регион	Месторождение	Концентрат			
		цинковый	медный	пиритовый и пирротиновый	свинцовый
Средний Урал	Дегтярское			$2,6 \cdot 10^{-4}$ (1)	
	Красногвардейское			$3 \cdot 10^{-4}$ (1)	
	Им. III Интернационала	$4,5 \cdot 10^{-4}$ (1)	$2,5 \cdot 10^{-4}$ (1)	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1,6 \cdot 10^{-4}$ (2)	
	Ново-Ежовское		$4,5 \cdot 10^{-4}$ (1)	$3 \cdot 10^{-5}$ (1)	
Южный Урал	Ломовское, Левинское	$(1-2) \cdot 10^{-4}$ (2)	$1 \cdot 10^{-4}$ (1)	$1 \cdot 10^{-5}$ (1)	
	Гайское	$(1-2,5) \cdot 10^{-3}$ (4)	$(1,7-2,7) \cdot 10^{-4}$ (2)		
	Учалинское	$(1-7,5) \cdot 10^{-3}$ (5)	$5 \cdot 10^{-4}$ – $1 \cdot 10^{-3}$ (5)	$7,5 \cdot 10^{-5}$ – $3 \cdot 10^{-4}$ (6)	
	Им. XIX партсъезда	$(2,5-7,5) \cdot 10^{-3}$ (5)	$5 \cdot 10^{-3}$ – $1,5 \cdot 10^{-2}$ (5)	$1,1 \cdot 10^{-4}$ (1)	
Кавказ	Сибавское	$(1,8-7,5) \cdot 10^{-4}$ (3)	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1,8 \cdot 10^{-4}$ (8)	$1,5 \cdot 10^{-5}$ – $1,5 \cdot 10^{-4}$ (5)	
	Филизчайское	$1,8 \cdot 10^{-3}$ (1)	$5 \cdot 10^{-4}$ (1)	$5 \cdot 10^{-5}$ – $1,8 \cdot 10^{-4}$ (3)*	$4,5 \cdot 10^{-4}$ (1)
	Маднеульское	$1,2 \cdot 10^{-4}$ (1)	$(1,8-6) \cdot 10^{-5}$ (5)	$3 \cdot 10^{-4}$ (1)	$6 \cdot 10^{-5}$ (1)
	Казахстан	Жайремское	$1,5 \cdot 10^{-3}$ – $3 \cdot 10^{-2}$ (5)		$1,6 \cdot 10^{-5}$ (1)
Финляндия	Майкаинское			$6 \cdot 10^{-4}$ (1)	
	Виханти	$1,2 \cdot 10^{-3}$ (1)	$2,5 \cdot 10^{-4}$ (1)		$5 \cdot 10^{-4}$ (1)
Швеция	Пихасалме	$1,8 \cdot 10^{-3}$ (1)	$2,5 \cdot 10^{-4}$ (1)		
	Шеллефт	$7,5 \cdot 10^{-2}$ – $0,15$ (2)			

\* Пирротиновый концентрат, остальные – пиритовые.

Примечание. В скобках – число проб.

ре в районе действующего металлургического предприятия, представляет определенную опасность. То же самое будет происходить и при производстве ферромарганца из океанических марганцевых конкреций, поскольку в этом случае в переработку также будут вовлекаться большие объемы руд при сравнительно небольших концентрациях в них ртути ( $\sim n \cdot 10^{-5}\%$ ).

В последние годы определились новые виды минерального сырья для попутной добычи ртути, имеющей при этом исключительно важное значение для охраны окружающей среды, – газовые и газонефтяные месторождения. Выше уже указывалось, что некоторые из них заключают значительные запасы ртути; ориентировочные подсчеты для месторождения Гронинген в Нидерландах дают цифру не менее 3 тыс. т. Содержание ртути в газах месторождения Гронинген составляет в среднем  $1,8 \cdot 10^{-4}$  г/м<sup>3</sup>, а на месторождениях Вустров (ФРГ) и Острув Велькопольски (Польша) – до 1–3 мг/м<sup>3</sup>. Есть сведения об извлечении ртути на некоторых из этих месторождений. Количество ртути, соответствующее годовой добыче газа, может быть весьма приблизительно оценено для месторождения Гронинген и месторождений Восточно-Ганноверской площади (ФРГ) в 20 и 5 т. Среди собственно нефтяных месторождений известен пока только один объект с высокими содержаниями ртути – нефтяное поле Цимрик в Калифорнии, где ртуть самопроизвольно выпадает на местных насосных станциях. Количество выделившейся ртути оценивается в несколько сотен тонн; общие ее запасы как минимум 800 т при содержании ртути в нефтях  $1,9 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-3}\%$ .

Попутное извлечение ртути и очистка газов весьма важны в целях охраны окружающей среды даже в тех случаях, когда ртуть не является промышленно важным компонентом месторождения. Необходимо учитывать те огромные количества газа, которые ежегодно перерабатываются в мире (более 1,3 трлн. м<sup>3</sup> в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах по данным на 1984 г.). В последние десятилетия разрабатывается ряд мероприятий, предусматривающих поступление природного газа к потребителю в соответствии с санитарными нормами. В качестве примера можно указать на мероприятия по очистке газа на месторождении Гронинген, который используется не только для собственных нужд, но и поставляется в соседние страны. Значительная часть ртути выделяется сразу при охлаждении газа; в дальнейшем для его очистки применяют различные физические способы [137].

С точки зрения охраны окружающей среды заслуживают внимания производства по переработке осадочных пород, обогащенных ртутью вследствие формирования первичных ее ореолов. Такими породами в первую очередь являются угли и горючие сланцы, а также мергели и доломиты, из которых ртуть выделяется вместе с отходящими газами иногда в значительных количествах. Имеются сведения, что извлечение ртути в санитарных целях производилось на одном из коксохимических заводов Донбасса.

Таким образом, контроль и в случае необходимости очистку и извлечение ртути следует проводить на металлургических комбинатах, нефтеперерагонных, коксохимических, цементных заводах, предприятиях по переработке газа, горючих сланцев, при получении цемента, флюсов и т.д.

Резюмируя все вышеизложенное, подчеркнем многоплановость возможного практического приложения ртутметрии в различных областях жизни и хозяйственной деятельности человека.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А.* О некоторых генетических особенностях образования ртутисодержащей минерализации по данным изучения современной вулканической деятельности // *Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов.* М.: Наука, 1966. С. 87–92.
2. *Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А., Голownя С.В.* О поведении ртути в процессе регионального метаморфизма осадочных пород // *Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе.* М.: Наука, 1969. С. 70–80.
3. *Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А., Уланова О.Г.* Ртуть в современных гидротермах // *Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе.* М.: Наука, 1969. С. 9–48.
4. *Айзберг Р.Е., Горецкий Р.Г., Синичка А.М.* Сарматско-Туранский линеймент земной коры // *Проблемы теоретической и региональной тектоники.* М.: Наука, 1971. С. 41–51.
5. *Балицкий В.С., Озерова Н.А., Комова В.В.* Гидротермальная кристаллизация и типоморфные особенности киновари и антимонита. М.: Недра, 1983. 133 с.
6. *Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В.* О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых // *Геология руд.* месторождений, 1975. № 4. С. 17–29.
7. *Барсуков В.Л., Серебrenников В.С.* Геохимические предвестники землетрясений // *Вестн. АН СССР.* 1984. № 5. С. 65–71.
8. *Бартницкий Е.Н., Кузнецов Ю.А., Скаржинский В.И.* Изотопы свинца галенитов Донецкого бассейна // *Геол. журн.* 1975. Т. 35, вып. 3. С. 64–72.
9. *Бергер В.И.* Условия размещения ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений // *Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений.* Л.: Недра, 1975. С. 46–54.
10. *Бергер В.И.* Сурьмяные месторождения: (Закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л.: Недра, 1978. 296 с.
11. *Большаков А.П., Кирикилица С.И., Коваленко А.П., Коваленко Р.А.* Проблематические ртутные пояса в связи с зонами мезо-кайнозойской тектонической активизации в краевых и сопредельных структурах Украинского щита // *Докл. АН СССР.* 1976. Т. 230, № 3. С. 664–667.
12. *Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г.* Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск: Наука, 1984. 171 с.
13. *Борщевский Ю.А., Оболенский А.А., Борисова С.Л.* и др. Изотопный состав кислорода и углерода жильных минералов низкотемпературных гидротермальных месторождений Центральной Азии // *Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири.* Новосибирск: Наука, 1984. С. 100–112.
14. *Васильев В.И., Лаврентьев Ю.Г.* Новые находки ртутисодержащих сфалеритов и их значение // *Геология и геофизика.* 1976. № 1. С. 48–53.
15. *Васильев В.И., Лаврентьев Ю.Г.* Блеклые руды ртутных месторождений // *Геология и геофизика.* 1977. № 3. С. 56–63.
16. *Вернадский В.И.* История минералов земной коры. Т. 1 // *Избранные сочинения.* Т. 4, кн. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 303–608.
17. *Вершковская О.В., Назаренко И.И., Курбанова Н.З.* Селен в породах и рудах ртутных месторождений Чукотки // *Редкометалльные месторождения, их генезис и методы исследования.* М.: Недра, 1972. С. 226–234.

18. *Вершковская О.В., Сандомирская С.М., Горшков Е.Н.* Ртутистое золото в ртутно-сурьмяном месторождении Средней Азии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 6. С. 1465–1469.
19. *Виноградов А.П.* О происхождении вещества земной коры // Геохимия. 1961. № 1. С. 3–29.
20. *Виноградов В.И.* Источники серы рудных месторождений по изотопным данным // Труды I Международного геохимического конгресса. М., 1973. Т. 2. С. 45–53.
21. *Виноградов В.И.* Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.
22. Газовые и газоконденсатные месторождения: Справочник. М.: Недра, 1975. 527 с.
23. *Гансев А.А., Машьянов Н.Р., Свешников Г.Б., Шолупов С.Е.* О возможности картирования активных тектонических структур по газовым ореолам ртути над морской поверхностью // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 5. С. 1162–1164.
24. Геологическое строение и история развития платформенных областей Украины и Северо-Западной Африки в связи с проблемой нефтегазоносности фундамента. Киев: Наук. думка, 1975. 200 с.
25. Геология Сибирской платформы. М.: Недра, 1966. 447 с.
26. Геохимические методы мониторинга. Минск: Наука и техника, 1980. 164 с.
27. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 192 с.
28. *Глушко В.В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М.: Недра, 1968. 264 с.
29. *Глушко В.В., Гольдбехер К., Мюллер Е.П., Дикенштейн Г.Х., Панкина Р.Г.* Ртуть в газе продуктивных горизонтов верхнего палеозоя Северо-Западной Европы // Геология нефти и газа. 1974. № 10. С. 45–48.
30. *Головина С.В., Зленко Б.Ф.* К вопросу о поведении ртути в процессе локального динамотермального метаморфизма // Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1969. С. 81–88.
31. *Демидова Н.Г.* Рудные формации ртутных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. Т. 2. С. 297–357.
32. Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. 287 с.
33. *Карасик М.А., Дворников А.Г.* Ртутоносность углей Донецкого бассейна и продуктов их переработки: Обзор. Сер. Геология месторождений полезных ископаемых; регион. геология. М.: ВИЭМС, 1968. № 6. 44 с.
34. Карта размещения нефтяных и газовых месторождений и разведочных площадей СССР и сопредельных территорий масштаба 1:5 000 000. Л., 1974.
35. *Кириклица С.И., Ливенштейн М.П., Фридман А.И., Чухрий В.С., Эдельман А.М.* О составе и природе свободных газовойделений (газовых струй) ртутных рудопроявлений Дружковско-Константиновской антиклинали // Геол. журн. 1972. Вып. 2. С. 98–102.
36. *Кузнецов В.А.* Ртутные провинции СССР // Геология руд. месторождений. 1970. № 1. С. 3–21.
37. *Кузнецов В.А., Васильев В.И., Оболенский А.А., Шербань И.П.* Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1978. 294 с.
38. *Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Павлишин В.И.* Минералогия Донецкого бассейна. Киев: Наук. думка, 1975. Ч. 2. 502 с.
39. *Макарова А.Г., Несмеянов А.Н.* Методы элементоорганической химии. Ртуть. М.: Наука, 1965. 438 с.
40. *Машьянов Н.Р.* Опыт экспериментальной разработки метода поисков месторождений полезных ископаемых по газовым ореолам ртути в атмосфере // Вестн. ЛГУ. 1980. № 12. С. 47–55.
41. Месторождения нефти и газа Северо-Западно-европейской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1975. 208 с.
42. Металлогения ртути. М.: Недра, 1976. 254 с.
43. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 277 с.
44. *Милановский Е.Е.* К проблеме происхождения и развития линейных структур платформ // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1979. № 6. С. 29–58.
45. *Мозгова Н.Н., Целин А.И., Озерова Н.А.* О мышьяковистом швацисте // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239, № 2. С. 439–442.
46. *Мозгова Н.Н., Целин А.И., Озерова Н.А., Бортников Н.С., Тронсва Н.В.* Ртутьсодержащие блеклые руды // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1979. Т. 108, вып. 4. С. 437–453.

47. Мурзин В.В., Покровский П.В., Молошаг В.П. Ртуть в самородном золоте Урала и ее типоморфное значение // Геология руд. месторождений. 1981. № 4. С. 86–91.
48. Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М. Ртутистое золото // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246, № 3. С. 702–705.
49. Нефти и газы зарубежных стран: Справочник. М.; Недра, 1977. 326 с.
50. Нефтяные и газовые месторождения Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. Кн. 2. 279 с.
51. Никольский И.Л., Бутурлинов Н.В. Магматизм и ртутное рудообразование // Геология и геофизика. 1984. № 6. С. 44–48.
52. Особенности развития добычи отдельных видов минерального сырья в капиталистических и развивающихся странах. Сер. Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ. М.: ВИЭМС, 1984. 75 с.
53. Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации на примере Южно-Сибирской металлогенической провинции и Монголии. Новосибирск: Наука, 1985. 193 с.
54. Оболенский А.А., Оболенская Р.В., Борисенко А.С. Актуальные аспекты генетических моделей рудообразования эпitherмальных месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983. Т. 1. С. 154–160.
55. Овчинников А.М. О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов // Труды Лаб. вулканологии АН СССР. 1961. Вып. 19. С. 45–52.
56. Овчинников А.М. Палеогидрогеология и ее значение при решении вопросов поисков месторождений полезных ископаемых // Сов. геология. 1966. № 4. С. 35–40.
57. Озерова Н.А. Первичные ореолы рассеяния ртути. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 135 с.
58. Озерова Н.А. О дегазации ртути из глубин Земли // Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977. С. 15–35.
59. Озерова Н.А. Ртутная дегазация Земли и образование ртутных месторождений // Геохимия. Минералогия: (Тр. XXVI сес. МГК). М.: Наука, 1980. С. 43–53.
60. Озерова Н.А. Новый ртутный рудный пояс в Западной Европе // Геология руд. месторождений. 1981. № 6. С. 49–56.
61. Озерова Н.А. Ртуть в эндогенных месторождениях // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 196–205.
62. Озерова Н.А. РтутOMETрический метод поисков (новые данные) // Геохимические методы поисков и оценки рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1985. С. 12–17.
63. Озерова Н.А. Регионально-геохимические основы ртутOMETрического метода поисков рудных месторождений // Литохимические методы поисков глубоководных рудных месторождений. М.: Наука, 1985. С. 239–247.
64. Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Виноградов В.И. Изотопный состав серы ртутных месторождений // Изотопы серы и вопросы рудообразования. М.: Наука, 1967. С. 84–105.
65. Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Добровольская М.Г., Шпетапенко М.А., Мартынова А.Ф., Зубов В.И., Лапутина И.П. Современное ртутное рудообразование на вулкане Менделеева (Курильские острова) // Геология руд. месторождений. 1969. № 5. С. 17–33.
66. Озерова Н.А., Балицкий В.С., Комова В.В., Груздева М.А., Волкова А.В. О поведении ртути и сурьмы в современных парогидротермах Курило-Камчатской вулканической области // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 97–102.
67. Озерова Н.А., Борисенко А.С., Виноградов В.И., Оболенский А.А., Носик Л.П., Уразлин Н.И. Источники серы ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. Новосибирск: Наука, 1986. С. 156–170.
68. Озерова Н.А., Бородавас Ю.С., Кирсанова Т.П., Дмитриева М.Т., Вальсов Л.Н. Ртутьсодержащий пирит из Двухюрточных термальных источников на Камчатке // Геология руд. месторождений. 1970. № 1. С. 73–78.
69. Озерова Н.А., Мозгова Н.Н., Цепин А.И., Копытин В.И. О швацитовом типе ртутного оруденения на Чукотке // Геология руд. месторождений. 1978. № 2. С. 56–69.
70. Озерова Н.А., Петкович М.С., Муравицкая Г.Н. Примесь ртути – типоморфный признак золоторудных месторождений // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 221–230.

71. *Озерова Н.А., Лебедев Л.М., Виноградов В.И., Горохова Л.В., Лапутина И.П.* Некоторые минералого-геохимические особенности современного рутно-сурьмяного рудообразования (на примере действующих гидротерм Камчатки, Курильских островов, Калифорнии и других районов) // *Очерки геохимии отдельных элементов*. М.: Наука, 1973. С. 50–93.
72. *Озерова Н.А., Виноградов В.И., Бабкин П.В., Розенблюм И.С.* Об источнике серы ртутных месторождений в тилеритовых поясах // *Геохимия процессов миграции рудных элементов*. М.: Наука, 1977. С. 68–85.
73. *Озерова Н.А., Виноградов В.И., Млакар И., Федорчук В.П., Титов И.Н.* Изотопный состав серы в рудах некоторых месторождений западной части Средиземноморского рутного пояса // *Очерки геохимии отдельных элементов*. М.: Наука, 1973. С. 275–310.
74. *Озерова Н.А., Виноградов В.И., Оболенский А.А., Кандер В.М., Тугунов Л.П.* Об источнике серы ртутных и сурьмяных месторождений южной части Сибирской платформы и ее обрамления // *Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении*. Новосибирск: Наука, 1976. С. 187–210.
75. *Озерова Н.А., Головная С.В., Шикина Н.Д.* Особенности распределения ртути в эклогитах // *Геохимия*. 1974. № 8. С. 1247–1251.
76. *Озерова Н.А., Груздев В.С.* Об изоморфизме в природных соединениях ряда  $ZnS-HgS$  // *Изоморфизм в минералах*. М.: Наука, 1975. С. 122–132.
77. *Озерова Н.А., Илущин И.П., Головная С.В., Волкова А.В., Франциссон Е.В.* Ртуть в кимберлитах // *Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород*. М.: Наука, 1976. С. 166–185.
78. *Озерова Н.А., Пиковский Ю.И.* Ртуть в углеводородных газах // *Геохимия процессов рудообразования*. М.: Наука, 1982. С. 102–136.
79. *Озерова Н.А., Пиковский Ю.И.* Региональные закономерности размещения ртутьсодержащих углеводородных газов // *Природные газы Земли и их роль в формировании земной коры и месторождений полезных ископаемых*. Киев: Наук. думка, 1985. С. 144–155.
80. *Озерова Н.А., Русинов В.Л., Груздева М.А.* Поведение ртути при метаморфизме колчеданных руд // *Особенности геологии рудных месторождений*. М.: Наука, 1978. С. 57–78.
81. *Озерова Н.А., Унанова О.Г.* О распределении ртути в лавах действующих вулканов Камчатки и Курильских островов // *Геология руд. месторождений*. 1965. № 1. С. 58–74.
82. *Панов Б.С.* О Донбасско-Тяньшаньском рудном поясе // *Докл. АН АрмССР*. 1973. Т. 56, № 5. С. 303–307.
83. *Панов Б.С., Корчмагин В.А., Купенко В.И., Крамаренко А.И., Федотов С.М., Пилот И.Н., Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х.* Природа малых содержания ртути в антимонитах и реальгарах по данным ядерного квадрупольного резонанса // *Докл. АН СССР*, 1971. Т. 196, № 1. С. 183–186.
84. *Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 247 с.
85. *Поляк Б.Г., Виноградов В.И., Кононов В.И., Смелов С.Б., Мамырин Б.А., Хабарин Л.В., Вакин Е.А.* Особенности изотопного состава вулканических эксгалитов рифтовой зоны Исландии // *Основные проблемы рифтогенеза*. Новосибирск: Наука, 1977. С. 194–202.
86. *Поярков В.Э.* О некоторых общих закономерностях распределения ртути // *Вестн. АН КазССР*. 1966. № 2. С. 13–23.
87. *Рожков А.М.* Геохимия изотопов благородных газов гидротерм Камчатки: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1985. 24 с.
88. *Сауков А.А.* Геохимия ртути // *Труды ИГН АН СССР*. 1946. Вып. 74. 128 с.
89. *Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А.* Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972. 336 с.
90. *Сауков А.А., Озерова Н.А.* Ртуть // *Металлы в осадочных толщах*. М.: Наука, 1965. С. 208–231.
91. *Скаржинский В.И.* Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. Киев: Наук. думка, 1973. 204 с.
92. *Смирнов В.И.* Геология ртутных месторождений Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1947. 80 с.
93. *Смирнов В.И.* О возможных подкорковых источниках вещества эндогенных месторождений земной коры // *Кора и верхняя мантия Земли: (Геология, геохимия, геофизика)*. М.: Изд-во МГУ, 1975. Вып. 2. С. 58–72.

95. Смирнов В.И. Геотектоника и эндогенное рудообразование // Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 32–46.
96. Смирнов В.И., Кузнецов В.А., Озерова Н.А., Федорчук В.П. Новое в геохимии ртути // Геология руд. месторождений. 1972. № 4. С. 17–30.
97. Сургай В.Т. О природе сурьмяно-ртутного оруденения // Геология руд. месторождений. 1980. № 3. С. 3–14.
98. Таусон В.Л., Абрамович М.Г. Исследование системы ZnS–HgS гидротермальным методом // Геохимия. 1980. № 6. С. 808–820.
99. Таусон В.Л., Парадина Л.Ф., Андрулайтис Л.Д. О вхождении ртути в галенит и новом галенит-сфалеритовом термометре // Геохимия. 1986. № 1. С. 63–69.
100. Твалчрелидзе Г.А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М.: Недра, 1972. 357 с.
101. Уайт Д. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными источниками // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 479–528.
102. Федорчук В.П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М.: Недра, 1964. 286 с.
103. Федорчук В.П. Геология ртути. М.: Недра, 1983. 270 с.
104. Ферсман А.Е. Геохимия. Т. III// Избранные труды. Т. IV. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 588 с.
105. Фурсов В.З. Ртуть – индикатор при геохимических поисках рудных месторождений. М.: Недра, 1977. 143 с.
106. Фурсов В.З. Газортутный метод поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1983. 205 с.
107. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.
108. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 360 с.
109. Хансен М., Андерко К. Структуры двойных сплавов. М.: Металлургиздат, 1972. Т. 1. 608 с.
110. Хссин Р.Б. Непостоянство генома. М.: Наука, 1984. 378 с.
111. Ходаковский И.Л., Попова М.Я., Озерова Н.А. О формах переноса ртути в гидротермальных растворах // Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977. С. 86–118.
112. Чжунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наук. думка. 1972. 176 с.
113. Черницин В.Б., Нестреба А.В., Буачидзе В.И., Бобовникова А.И., Казиладзе М.Ш., Мессеко А.Я., Радько В.И. Изотопный состав серы ртутных месторождений Северного Кавказа // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216, № 5. С. 1154–1157.
114. Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 39–66.
115. Шикина Н.Д., Ходаковский И.Л., Озерова Н.А. Новые данные о формах переноса ртути гидротермальными растворами // Геохимия процессов рудообразования. М.: Наука, 1982. С. 137–160.
116. Щеглов А.Д. Источники рудного вещества в областях тектоно-магматической активизации // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 58–65.
117. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. 2-е изд. М.: Недра, 1980. 430 с.
118. Яночкина З.А. Ртуть в породах триасового возраста Саратовского Заволжья // Геохимический сборник. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1969. Вып. 4. С. 55–64.
119. Achterberg A., Zaanen J.J. Sporen kwik in het Groninger aardgas//Chem. weekbl. 1972. Bd. 68, N 8. Blz. 11–59.
120. Arvidsson S. Mercury and Other Trace elements as Prospecting Guide for Sulphide ores in Central Sweden. Stockholm: Roy. Inst. Techn., 1982.
121. Bailey E.H. Froth veins, formed by immiscible hydrothermal fluids, in mercury deposits, California//Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. Vol. 70, N 5. P. 661–663.
122. Bailey E.H., Snavely P.D., White D.E. Chemical analyses of brines and oil, Cymrik field, Kern County, California// Geol. Surv. Profess. Pap. D. 1961. N 424. P. 306–309.
123. Baogui Z., Weiyi L. Strata-bound mercury ore deposits in carbonate strata in China//Sci. geol. sin. Ser. B. 1984. Vol. 28, N 12. P. 199–209.
124. Barbanson L., Saulas D., Tourey J.C. Les blends mercurifères de la région de Cabezon de la Sal (Santander, Espagne)//Bull. miner. 1985. Vol. 108. N 3/4. P. 483–486.
125. Beuge P. Zur Geochemie des Quecksilbers in Magmatiten und Einzelmineralen//

Freiberg. Forschungsh. C. 1976. Bd. 313. S. 62.

126. *Boström K., Fischer D.E.* Distribution of mercury in East Pacific sediments//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1969. Vol. 33, N 6. P. 743–745.

127. *Calvo F.A., Guilemany I.M., Gomez de Salazar J.M.* Estudio sobre la estructura y salazonaciones sobre la génesis de menas de mercurio: VI. Yacimiento de Usagre (Badajoz)//*Rev. Real. acad. cienc. exact. fis. y natur. Madrid.* 1984. Vol. 78, N 3. P. 267–284.

128. *Cambel B., Zukov F.I., Saveenko L.T., Smejkal V.* Isotopic composition of sulphur, carbon and oxygen in minerals of the Rudnany siderite-barite polymetallic ores//*Geol. zb.: Geol. Carpath.* 1984. Vol. 35, N 1. P. 21–37.

129. I Congreso International del mercurio. Vol. 1. Barcelona, 1974. 436 p.

130. *Dickenstein G.Ch., Cluschnko W.W., Goldbecher K., Müller E.P.* et al. Zum Auftreten von Quecksilber in Erdgasen am Beispiel der Rotliegendergaslagerstätten//*Ztschr. angew. Geol.* 1973. Bd. 19, H. 10. S. 492–494.

131. *Glogoczowsky J.J., Karpinski T., Streetelski J., Zuk W.* Zwazki genetyczne między naftowa gasem siemnym i substancja organiozna, rozproszona wutworach permu Monokylu Pezedsudeckiej//*Nafta.* 1977. N 2. S. 37–42.

132. *Höll R., Maucher A.* The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps//*Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits.* Amsterdam, 1976. Vol. 5. P. 1–36.

133. *Lubás J.* Geochemiczne aspekty wystepowania rtęci w gazie ziemnym na Nizu Polskim//*Nafta.* 1984. Vol. 40, N 11/12. S. 371–375.

134. *Maucher A.* Die Antimon – Wolfram – Quecksilber und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik//*Freiberg. Forschungsh. C.* 1965. Bd. 166. S. 173–187.

135. *Malakar J.* New aspects on the origin of the Idrija mercury ore deposit//*I Congr. Intern Mercurio.* Barcelona, 1974. Vol. 1. P. 157–160.

136. *Moisejev A.N.* A non-magmatic source for mercury ore deposits//*Econ. Geol.* 1971. Vol. 66, N 4. P. 591–601.

137. *Morrison J.* NAM recovers mercury produced with Dutch natural gas//*J. Oil and Gas.* 1972. Vol. 70. P. 72–73.

138. *Ozerova N.A.* Geochemical peculiarities of mercury and mercury-bearing deposit formation//*Proc. Sixth Quadren. IAGOD Symp.* Stuttgart, 1984. P. 175–182.

139. *Ozerova N.A.* Sources of basic ore-forming elements in the mercury-antimony deposits//*Geol. Zb. Geol. Carpath.* 1985. Vol. 36, N 4. P. 411–419.

140. *Ozerova N.A., Kvasha L.G., Bulkin G.A., Aidinian N.Kh.* Certain peculiarities in the distribution of mercury in meteorites//*Geochim. et cosmochim. acta.* 1973. Vol. 37, N 3. P. 569–582.

141. *Panov B.S.* Das Karpinski – Lineament und der mit ihm verbundene mineralogenetische Gurtel//*Ztschr. angew. Geol.* 1976. Vol. 22, H. 6. S. 264–271.

142. *Reed G.W.* Mercury (80)//*Handbook of Elemental Abundances in Meteoritic Matter.* 1971. P. 487–491.

143. *Saupe F.* La géologie du gisement de mercure d'Almaden//*Sci. Terre.* 1973. N 29. 342 p.

144. *Tunn W.* Quecksilberspuren in Erdgasen aus deutschen Erdgasfeldern und ihr Einfluss auf die Luft//*Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochem. ver. Brennst.-Chem.* 1973. Bd. 26, N 9. S. 498–500.

145. *Tunn W.* Untersuchungen über Spurenelement in Gasen aus deutschen Erdgas und Erdölfeldern//*Ibid.* 1976. Bd. 29, N 5. S. 211.

146. *Vredenburg U.D., Cheney E.S.* Sulfur and carbon isotopic investigation of petroleum, Wind River Basin, Wyoming//*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1971. Vol. 55, N 11. P. 1954–1975.

147. *White D.E., Barnes I., O'Neil(jun.).* Thermal and mineral waters of nonmeteoric origin. California Coast Ranges//*Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84, N 2.

148. *Widenjalk L.* Mercury as an indicator of Stratigraphy and Metamorphism in the Skellefte ore district//*Econ. Geol.* 1979. Vol. 74, N 5. P. 1307–1314.

149. *Widenjalk L.* Mercury in the Skellefte Ore District: Diss. Univ. Lulea, 1981. 68 p.

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
А.А. САУКОВ И ГЕОХИМИЯ РТУТИ . . . . .	5
РТУТОНОСНОСТЬ РУДНЫХ И ГАЗОНЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ . . . . .	19
Ртуть в рудных месторождениях . . . . .	19
Минералы-концентраты ртути . . . . .	19
Поведение ртути при метаморфизме сульфидных руд . . . . .	49
Главные факторы, определяющие ртутоносность рудных месторождений . . . . .	61
Ртуть в углеводородных газах . . . . .	70
Геологическая позиция газонефтяных месторождений и их ртутоносность . . . . .	70
Особенности размещения ртутоносных газонефтяных месторождений . . . . .	86
ИСТОЧНИКИ ГЛАВНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ РТУТНЫХ И РТУТНО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ . . . . .	93
Ртуть . . . . .	93
Сера . . . . .	114
Средиземноморский ртутный пояс . . . . .	116
Центрально-Азиатский ртутный пояс . . . . .	137
Тихоокеанский ртутный пояс . . . . .	154
Другие элементы . . . . .	172
ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОВЫШЕННЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ РТУТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ГЕОЛОГО-ИСТОРИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЕОХИМИИ РТУТИ . . . . .	178
Глобальные закономерности размещения ртутных концентраций – рудных и геохимических аномалий . . . . .	178
Геолого-исторические аспекты геохимии ртути . . . . .	205
РТУТОМЕТРИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ . . . . .	211
Использование ртутометрии для решения геологических задач . . . . .	211
Попутное извлечение ртути и охрана окружающей среды . . . . .	219
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	226

3p. 13к.

4697