

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

В. И. Гончаров
С. В. Ворошин
В. А. Сидоров

**НАТАЛКИНСКОЕ
ЗОЛОТОРУДНОЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЕ**

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

В. И. Гончаров
С. В. Ворошин
В. А. Сидоров

**НАТАЛКИНСКОЕ
ЗОЛОТОРУДНОЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЕ**

Магадан 2002

УДК 553.441: 553.078

Гончаров В. И., Ворошин С. В., Сидоров В. А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.

Монография посвящена детальному описанию золоторудного месторождения мирового класса, расположенного на площади Яно-Колымской складчатой системы. Рассмотрена региональная тектоническая позиция рудного района. Приведены данные по геологическому строению рудно-россыпного узла и его главного объекта - Наталкинского месторождения. Охарактеризованы аккумулятивные и интрузивные комплексы, минералогия и геохимия рудных зон, их строение с акцентом на выявление закономерностей размещения благороднометалльной минерализации. Сделан предварительный вывод о комплексном золото-платина-палладиевом типе оруденения на месторождении. На основе минералого-геохимических и термобарогеохимических данных рассмотрены особенности генезиса, в том числе регенерации и реювенации оруденения. Выполнен анализ россыпной золотоносности рудного узла с использованием сведений по типоморфизму рудного и россыпного золота. Разработана геолого-геохимическая модель рудного узла.

В исследованиях и подготовке монографии участвовали: В. В. Гаштольд, Н. А. Горячев, И. С. Литвиненко, С. В. Межов, Т. И. Михалицына, В. А. Приставко, А. А. Сидоров, Е. Э. Тюкова, В. А. Чиненов, В. Г. Шахтыров.

Для специалистов, занимающихся изучением и прогнозированием месторождений золота в терригенных комплексах.

Ил. 78. Табл. 34. Фото 16. Библиогр.: 158 назв.

Ключевые слова: золото, рудные месторождения, генезис.

Ответственные редакторы:

академик РАН **Н. А. Шило,**

чл.-корр. РАН **В. И. Гончаров,**

канд. геол.-минерал. наук **С. В. Ворошин**

Рецензент

докт. геол.-минерал. наук **Н. Е. Савва**

Печатается по решению Ученого совета СВКНИИ ДВО РАН

Выполнена при финансовой поддержке РФФИ по грантам № 98-05-64454 и 98-05-65665

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EAST BRANCH
NORTH-EAST SCIENTIFIC CENTER
NORTH-EAST INTERDISCIPLINARY SCIENTIFIC RESEARCH INSTITUTE

V. I. Goncharov
S. V. Voroshin
V. A. Sidorov

NATALKA
GOLD LODGE
DEPOSIT

Magadan 2002

UDC 553.441: 553.078

Goncharov V. I., Voroshin S. V., Sidorov V. A. Nataalka gold lode deposit. Magadan: NEISRI FEB RAS, 2002.
250 p.

This Monograph contains a detailed description of the Nataalka Gold Lode Deposit, that is placed within the Yana-Kolyma Folded Area and has a world-wide significance. The regional tectonics of this mineral district is described, and geologic data on the Nataalka Deposit and other lodes and placers co-occurring in this area are given in this book. It contains the description of accumulative and intrusive complexes, mineralogical, geochemical and structural features of ore zones and of a specific distribution of noble metal minerals. The Authors make a preliminary conclusion about a complex gold-platinum-palladium mineralization of this deposit. The obtained mineral and geochemical data and thermobarogeochemical study results are used by the Authors as a basis to examine the genesis of this mineralization type including the processes of regeneration and rejuvenation. The placer gold component of this mineral district is examined, and typomorphic data on lode and placer deposits are used. A geologic-geochemical model of the mineral district under consideration is developed.

This manuscript has been prepared for publication with participation of V. V. Gashtold, N. A. Goryachev, I. S. Litvinenko, S. V. Mezhev, T. N. Mikhalitsina, V. A. Pristavko, A. A. Sidorov, E. E. Tyukova, V. A. Chinenov, V. G. Shakhtyrov.

For specialists engaged in studying and predicting gold deposits hosted in terrigenous sequences.

Ills. 78. Tables 34. Photos 16. Refs. 158

Key words: gold, lode deposit, genesis.

Editors:

**N. A. Shilo,
V. I. Goncharov,
S. V. Voroshin**

Reviewer

N. E. Savva

Published by the decision of the Scientific Council of the NEISRI FEB RAS

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Укрепление минерально-сырьевой базы горнодобывающей отрасли Магаданской области до 90-х гг. XX в. всегда было приоритетным направлением развития хозяйственного комплекса региона. Предпочтение обычно отдавалось россыпным месторождениям как объектам, не требующим крупных капитальных затрат на освоение и обеспечивающим быстрый возврат использованных средств. Однако уже с начала 70-х гг. специалисты начали проявлять тревогу в связи с наметившимися устойчивыми тенденциями снижения общих объемов россыпной золотодобычи, повышения себестоимости металла из-за ухудшения горнотехнических показателей его производства и отсутствия альтернативных источников, способных заменить постепенно угасающую добычу из россыпей. Освоение коренных месторождений золота хотя и проводилось, но всегда было на втором плане.

В итоге к этапу полного преобразования взаимоотношений хозяйствующих субъектов в стране в целом и в регионе в частности горнодобывающая отрасль Магаданской области пришла совершенно не подготовленной. В 1995 г. последовал резкий спад общей золотодобычи. Затем положение в золотодобывающей отрасли несколько улучшилось в связи с ускоренным освоением открытого к тому времени уникального Кубакинского месторождения в рамках совместного с иностранным капиталом проекта. Однако в целом ситуация к лучшему мало изменилась и к настоящему времени. Уже к 2004 г. Кубакинское месторождение будет полностью отработано, а достойной замены ему не подготовлено. Практически свернутые геологопоисковые и геологоразведочные работы явились главной причиной того, что за последние 10 лет на территории области не было открыто новых значительных по запасам месторождений, способных обеспечить коренную структурную перестройку золотодобывающей промышленности региона, месторождений, отработка которых была бы высокоэффективной и экономически целесообразной.

Выход из создавшегося положения видится в принятии мер по созданию экономических и политических условий для интенсивного инвестирования геологопоисковых и геологоразведочных работ, реконструкции действующих и создания новых горнодобывающих предприятий.

Одно из перспективных объектов - Наталкинское месторождение, расположенное в Верхне-Колымском регионе в бассейне р. Омчак. Поэтому основной целью настоящей работы явились обобщение и анализ громадного объема геологических материалов по Омчакскому рудно-россыпному узлу, полученных почти за 70 лет его изучения, с позиций современного комплексного подхода при освещении проблем региональной геологии, металлогении, рудолокализации, минералогии и геохимии, рудогенеза и россыпеобразования, а также объективная оценка месторождений этого узла как объектов первоочередного освоения.

Приведенные в монографии данные, структура работы и характер изложения материалов, по мнению авторов, могут быть использованы при решении вопроса об инвестиционной привлекательности объектов исследования.

История освоения рудно-россыпного района и узла. Геологическое изучение бассейна р. Омчак было начато в 1932 г. М. Г. Котовым при геологопоисковых работах м-ба 1:100 000 и продолжено в 1935 г. В результате в аллювиальных отложениях долины р. Омчак и ее притоков выявлено повсеместное наличие знаковых и весовых содержаний золота, что явилось основанием для постановки в дальнейшем разведочных работ на россыпное золото.

В предвоенные годы геологи Тенькинского ГРУ открыли крупную Омчакскую россыпь золота, где сразу же начались эксплуатационные работы. В 1942 г. были выявлены россыпи золота и начата их разработка по правым притокам р. Омчак - руч. Наталкин, Глухарь и Павлик. Открытия золоторудных проявлений в районе связаны с именами геологов Е. П. Машко, П. Д. Гонтаря и С. С. Герасименко, которые в 1942-1943 гг. на правом берегу р. Омчак на площади руч. Геологический и Павлик, выполняя рудно-поисковые работы в м-бе 1:25 000, установили ряд золотоносных минерализованных зон. Детализация этих работ в 1944 г. в м-бе 1:5000 позволила Е. П. Машко в пределах этих зон обнаружить Наталкинское, Омчакское и Павликовское золоторудные месторождения. В этом же году был создан Омчакский разведрайон, в задачи которого входила разведка выявленных месторождений, и прежде всего наиболее перспективного из них - Наталкинского, поверхностными и подземными горными выработками, а также скважинами колонкового бурения.

Одновременно с проведением геологоразведочных на Наталкинском месторождении начались эксплуатационные работы. В 1945 г. на базе участка был создан рудник им. Матросова, в состав которого вошла и выстроенная к тому времени обогатительная фабрика.

В 1945 г. на площади рудного узла силами нескольких партий под руководством А. Ф. Михайлова началось проведение тематических исследований интрузивного магматизма. В итоге была разработана следующая схема последовательности образования магматических тел (от древних к молодым): штоки норито-диоритов - штоки кварцевых диоритов и дайки лампрофиров - крупные тела гранодиоритов и плагиогранитов - массивы диоритовых гранитов.

В это же время вплоть до 1952 г. в пределах Наталкинской и Павликовской зон проводилось геофизическое прослеживание рудных зон по простираанию. В результате М. Д. Ферчевым в 1945 г. и А. Д. Гридчиным в 1949-1951 гг. выявлена зона, характеризующаяся низкими электросопротивлениями, протяженностью более 10 км и шириной от 2 до 4 км. Она была проинтерпретирована как зона пород с сульфидной минерализацией на площади развития серии сближенных сложно построенных разрывных нарушений.

В 1948-1949 гг. Е. П. Машко и Г. А. Топунова выполнили первое тематическое описание золоторудных месторождений бассейна р. Омчак и выделили четыре фазы гидротермальной деятельности с разделением их на стадии. Образование золоторудной минерализации, по их мнению, приурочено к третьей фазе, развивавшейся в четыре стадии. Отложение основной массы золота авторы связывают с третьей стадией этой фазы, которая к тому же характеризуется ими пятью генерациями кварца. Составленное Е. П. Машко и Г. А. Топуновой описание месторождений явилось сводной работой по геологии и рудоносности бассейна р. Омчак и было положено в основу пояснительной записки к геологоразведочному отчету с подсчетом запасов золота по Наталкинскому месторождению на 1 июля 1949 г.

В эти же годы на Наталкинском и других месторождениях Омчакского узла проводила работы минералогическая партия Е. М. Громовой, по материалам которой П. И. Скорняков отнес эти месторождения к классу эпитеpmальных адулярового типа.

В 1955 г. Х. И. Калугиным были завершены тематические исследования, связанные с изучением тектонических закономерностей размещения месторождений золота и олова в западной части Охотско-Колымского водораздела. Одновременно В. Д. Володин проводил изучение структурно-геологических особенностей Омчакского золоторудного узла. Итогом этих работ явились подробная геолого-структурная характеристика территории рудного узла, морфоструктурное описание месторождений и рудных тел, изложение представлений о генезисе месторождений, сведения о прогнозной оценке узла в целом и отдельных его месторождений. В ходе работы были составлены структурно-геологические карты Наталкинского и Омчакского месторождений (1:2000), погоризонтные геологические планы (1:1000), поперечные геологические разрезы (1:1000 и 1:2000). Получены новые данные по минералогии месторождения, уточнена последовательность минералообразования и выделены морфологические типы руд.

В 1966 г. М. П. Крутоус и М. Л. Гельман провели на площади месторождения изучение последствий проявления метаморфических процессов. В последующие годы (1972-1978) А. И. Федотовым и Б. О. Иванюком в пределах Омчакского рудного узла были выполнены детальные минералого-геохимические исследования руд и околорудных изменений.

Большой объем специальных работ по месторождению в 1976-1977 гг. осуществила группа исследователей в составе В. И. Найбородина, В. И. Гончарова, Р. А. Еремина и Д. Н. Сафронова. В результате был расширен перечень минеральных компонентов, слагающих рудные тела месторождений, выделены ранее не известные генерации минералов, разработана новая схема стадийности минералообразования, изучены эндогенные геохимические ореолы широкого спектра элементов, установлены индикаторы золотого оруденения, впервые инструментальными методами измерены разнообразные физико-химические показатели формирования оруденения в эндогенных условиях.

С 1976 по 1979 г. на месторождении были выполнены опытные геофизические работы по пространственной увязке рудных зон.

В 1979-1983 гг. большим коллективом научных сотрудников СВКНИИ ДВО АН СССР в составе Р. А. Еремина, В. И. Гончарова, В. А. Приставко, Н. Е. Саввы, В. Г. Шахтырова и др. под общим научным руководством В. И. Гончарова проведены исследования по разработке геолого-генетических основ оценки и прогнозирования золоторудных месторождений Центральных колымских районов. Особое внимание в этом исследовании уделено Омчакскому рудному узлу, главное месторождение которого - Наталкинское - явилось эталоном при формулировании выводов по структурным особенностям локализации оруденения в складчатых комплексах, метаморфизму вмещающих пород, минералогии, геохимии и генезису руд, локализованных в терригенных толщах. В ходе выполнения исследований в 1981 г. по трем месторождениям Омчакского узла была проведена оценка прогнозных ресурсов золота, составившая 700-1200 т.

С 1979 по 1991 г. геолого-структурные особенности Наталкинского золоторудного месторождения изучала тематическая партия ЦКТЭ СВТГУ. В информационном отчете о результатах работ этой партии за 1979 г. А. М. Жирнов высказал мнение, что структура рудного поля месторождения сформирована под влиянием магматогенного центрально-кольцевого образования, которое в морфологическом отношении представляет собой рудно-магматический пучок, относящийся к типу плоских конформных рудных полей с глубокозалегающим (2,5-3,5 км) корнем.

Начиная с 1990 г. совместными работами СВКНИИ и Института литосферы АН СССР под руководством Н. П. Ермолаева, а в последние годы - В. И. Гончарова предпринимаются попытки вывести Наталкинское месторождение на уровень комплексного золото-платина-палладиевого объекта. Многочисленные данные атомно-абсорбционного, атомно-эмиссионного и нейтронно-активационного анализов однозначно свидетельствуют о при-

сутствии в рудах и гидротермально измененных породах значительных концентраций платиноидов. Несомненно, что дальнейшее усиление аналитического, минералого-геохимического и технологического направлений исследования этого феномена позволит решить проблему извлечения элементов платиновой группы из руд, что приведет к увеличению не менее чем вдвое ценности добываемого продукта на месторождении.

Кризис золотодобывающей отрасли последнего десятилетия, послуживший толчком для активного поиска финансовых, технических и технологических резервов хотя бы для сохранения достигнутого уровня золотодобычи в регионе, привел к созданию новых проектов, в том числе по вопросам совершенствования системы отработки Наталкинского месторождения. В частности, был предложен проект освоения месторождения открытым способом. Идея не нова. Еще в 1953 г. были подсчитаны запасы для карьерной отработки месторождения на глубину до 400 м. Затем к этой проблеме вернулись в 1983 г., и, наконец, в 1990 г. была начата эксплуатация опытно-промышленного карьера, из которого за 10 прошедших лет уже получено 600 кг золота.

В 1994 г. государственное предприятие «Рудник им. Матросова» было преобразовано в акционерное общество [Гальченко и др., 2000]. Новое предприятие является правопреемником прежнего и состоит из подземного рудника, золотоизвлекательной фабрики и цехов вспомогательного производства. Фабрика работает по гравитационно-флотационной схеме с проектной годовой производительностью 660 тыс. т руды. В товарный металл из добытой руды извлекается более 75% золота.

С 1995 г. в целях организации более крупномасштабных эксплуатационных работ руководство предприятия предпринимает усилия по поиску зарубежных и отечественных инвесторов. К сожалению, до настоящего времени вопрос этот не решен. Проблема открытого способа добычи руд на месторождении приобретает новое звучание. Подготовлен обширный пакет геологической информации. Подсчитаны запасы на глубину 250 м от поверхности до горизонта 625 м. Запасы металла по категориям $C_1 + C_2$ для повторного открытого способа разработки месторождения составляют 239 т при среднем содержании 2,17 г/т и средней выборочной мощности рудного тела 14,67 м.

В настоящее время Наталкинское месторождение включено в перечень участков недр, право пользования которыми может быть предоставлено на условиях Соглашения о разделе продукции. Разработана концепция развития предприятия. На первом этапе, начиная с 2000 г., планируется поддержание производственной мощности предприятия на достигнутом уровне с последующим увеличением начиная с 2003 г. объема добычи золота до 2,5 т в год. На втором этапе, с 2010 г., предполагается создать крупный карьер с объемом добычи металла до 10 т в год на протяжении 25 лет. С учетом запасов для подземного способа отработки общие запасы месторождения оценены в 720 т [Гальченко и др., 2000]. Эта цифра вполне сопоставима с той, которая была получена в 1981 г. учеными СВКНИИ, определившими диапазон запасов для Наталкинского, Омчакского и Павликовского месторождений в 700-1200 т. Третий этап предполагает подготовку к эксплуатации глубоких горизонтов Наталкинского месторождения и вовлечение в отработку Омчакского и Павликовского месторождений с суммарными ресурсами двух последних в 200 т. Ожидается, что реализация этого этапа позволит добывать свыше 10 т золота ежегодно в течение 50 лет, начиная с 2030 г.

Физико-географический очерк территории. Омчакский рудно-россыпной узел, включающий Наталкинское, Омчакское и Павликовское месторождения золота, находится в бассейне р. Омчак, являющейся левым притоком р. Тенька, впадающей в р. Колыму в ее верхнем течении. Наталкинское месторождение расположено на правом берегу р. Омчак между руч. Геологический на севере и Глухарь на юге в полосе протяженностью до 5 км при ширине до 0,4 км. Координаты месторождения - 61° 39' северной широты и 147° 48' восточной долготы.

По административному положению площадь узла относится к Тенькинскому району Магаданской области РФ. В орографическом отношении район Омчакского рудно-россыпного узла представляет собой расчлененное среднегорье с абсолютными высотами до 1306 м. Относительные превышения не велики и изменяются от 100 до 300 м. Водоразделы узкие, сглаженные, с достаточно крутыми склонами - до 35°, с куполовидными и конусовидными вершинами сопков.

Обнаженность района средняя. Гидросеть довольно разветвленная, но реки маловодные с быстрым течением, многочисленными перекатами, непостоянством расхода воды, зависящим от количества выпадающих осадков, т.е. обладают признаками водотоков горных областей. Главной водной артерией является р. Омчак, протекающая с северо-запада на юго-восток и имеющая протяженность около 55 км.

Ширина долины р. Омчак 800-1200 м, ширина русла 20-40 м, глубина до 0,5 м, скорость течения немногим более 3 м/с. Среднегодовой сток определен в 16,4 л/с с максимумом в июле - августе и минимумом в октябре. Многочисленные притоки прослеживаются через 1-2 км.

Климат района резко континентальный с продолжительной морозной зимой и коротким, довольно теплым летом. Наиболее холодное время года декабрь - первая половина февраля. Зимняя среднемесячная температура изменяется от -33 до -40°C при минимуме -55°C. Наиболее теплые месяцы года - июль и август, когда дневная температура достигает +34°C. Среднегодовая температура воздуха, по результатам многолетних наблюдений, -11°C.

Устойчивый снежный покров обычно проявляется с третьей декады сентября. Его средняя мощность около 1,0 м. Сход снега начинается в конце апреля. К началу июня долины полностью освобождаются от снежного покрова, но на водоразделах он задерживается до середины июня.

Среднегодовое количество осадков - 300-400 мм, причем большая их часть приходится на летний период. Среднегодовая относительная влажность воздуха - 68%. Преобладающие направления ветров север-северо-западные.

Район расположен в зоне сплошной многолетней мерзлоты, мощность которой на площади Наталкинского месторождения под водоразделами изменяется от 180 до 350 м, под долинами водотоков она существенно меньше и составляет 45-130 м. Мощность деятельного слоя (сезонного протаивания) на склонах северной экспозиции не превышает 0,5 м, на южных достигает 1,0-1,5 м. В долинах крупных водотоков развиты подрусловые талики.

Территория рудного района характеризуется сейсмической активностью с магнитудой, равной 6.

Главное месторождение Омчакского рудно-россыпного узла - Наталкинское находится в 130 км от административного центра Тенькинского района пос. Усть-Омчуг и в 390 км от Магадана. Рудник, золотоизвлекательная фабрика и рабочие поселки связаны между собой, районным и областным центрами песчано-гравийной автодорогой до пос. Палатка и далее до Магадана автодорогой федерального значения с бетонным покрытием. Расстояние до угольного разреза месторождения Аркагала и одноименной ТЭЦ, обеспечивающих рудник топливом и электроэнергией, составляет 250 км.

Источником технического водоснабжения рудника и золотоизвлекательной фабрики служат в летнее время р. Омчак и ее притоки, зимой - подземные воды таликовых зон, вскрытых скважинами. Поселки также обеспечиваются подземными водами таликовых зон долины р. Омчак.

Методы исследования. Комплекс методов изучения месторождений Омчакского рудно-россыпного узла чрезвычайно обширен и разнообразен. Это геологические, геофизические, минералого-геохимические, физические, физико-химические методы и методики. Все они в течение десятилетий совершенствовались, что позволяло периодически получать принципиально новые и уточнять уже имеющиеся сведения по рудно-россыпным объектам. Детальные описания большинства использованных методов изучения приведены в фондовых и опубликованных материалах и дублировать их, как считают авторы, не целесообразно. Представляется достаточным дать характеристику минералого-геохимическим методам исследования, применявшимся в последнее десятилетие и позволившим получить принципиально новые данные по строению и вещественному составу месторождений, что и сделано в соответствующих главах и разделах настоящей монографии.

Необходимо отметить, что в некоторых случаях авторы вынужденно использовали устоявшиеся в геологической литературе термины, не всегда соответствующие их истинному содержанию. Например, при описании кварца используются термины «метаморфогенный» и «гидротермальный» кварц, хотя и первый и второй кристаллизуются из минерализованных горячих водных растворов и потому являются продуктами гидротермальной деятельности. Определения же «метаморфогенный» и «гидротермальный» позволяют акцентировать внимание на различных источниках растворов и режимах их кристаллизации.

Структура работы и исполнители. Структура работы во многом определена целью проведенных исследований и направлена, во-первых, на обобщение огромного геологического материала, накопленного за многие десятилетия освоения рудно-россыпного узла и его главного объекта - Наталкинского месторождения; во-вторых - на анализ и научно не противоречивую увязку ранее полученных данных с результатами исследований последних лет; в-третьих - на обоснование новых концептуальных положений о природе и источниках рудных компонентов полихронных и полигенных месторождений, локализованных в углеродистых терригенных складчатых комплексах, и, наконец, в-четвертых - на геологическое обоснование вывода об уникальности Наталкинского месторождения как в части его вещественного состава, так и масштабов развития промышленного оруденения.

Исполнители отдельных глав монографии поименованы в оглавлении работы. Исследователи, чьи данные были использованы в процессе обобщения материалов и при написании различных разделов, отмечены во вступлениях к этим разделам, а также в сносках к табличным и графическим материалам. Тем не менее, авторы считают своим долгом отметить группу специалистов (геологов-практиков и научных работников), внесших в различные годы существенный вклад в изучение Омчакского рудно-россыпного узла и Тенькинского рудного района в целом. Это В. Д. Володин, М. Л. Гельман, Е. М. Громова, Р. А. Еремин, А. М. Жирнов, А. С. Лаптев, Е. П. Машко, Б. О. Иванюк, А. И. Калинин, М. П. Крутоус, А. Ф. Михайлов, В. И. Найборodin, Н. Е. Савва, Д. Н. Сафронов, П. И. Скорняков, Г. А. Топунова, А. И. Федотов, Л. В. Фирсов.

Различные виды анализов (минералогические, химические, физико-химические), математическая обработка данных, компьютерные вычислительные процедуры, исполнение графических материалов, техническая и литературная редакция, текстовое оформление монографии выполнены Н. Я. Андреевой, В. Я. Борходоевым, А. С. Буровой, Г. В. Деминой, Р. Е. Жандаровской, А. С. Житихиным, Е. Н. Казетовой, Н. С. Кашиной, Т. П. Козыревой, Е. Ф. Колесниченко, Е. Н. Красной, Д. С. Крутовой, В. И. Кулешовой, Л. А. Поповой, К. В. Репичевой, Г. С. Рязановой, Л. Н. Седовой, Т. А. Тришиной, Т. А. Фокас. Авторы искренне благодарны всем перечисленным специалистам.

Особую признательность авторы выражают доктору геол.-минерал. наук Н. Е. Савве - рецензенту, замечания которой были с благодарностью восприняты и учтены при доработке монографии.

Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ НАТАЛКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

1.1. Положение Омчакского рудно-россыпного узла в структурах Аян-Юряхского антиклинория

Омчакский рудно-россыпной узел - крупнейший по концентрации золота на Северо-Востоке России. Его площадь составляет около 350 км². Геологическая позиция месторождений Омчакского узла (Наталкинского, Омчакского, Павликовского) определяется его приуроченностью к краевой части предполагаемого плутона в зоне Тенькинского глубинного разлома и обусловлена геодинамической обстановкой коллизионного (орогенного) этапа развития Яно-Колымской складчатой системы. Однако структурно-вещественная подготовка этого уникального золоторудного объекта связана с более ранними периодами геологической истории.

Яно-Колымская складчатая система, входящая в инфраструктуру Верхояно-Чукотской складчатой области, имеет региональную северо-западную ориентировку и представлена мощной ассоциацией пермских, триасовых и нижнеюрских гемипелагических и пелагических аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников, интерпретируемых как комплекс подводных конусов выноса, который содержит мощные существенно тонкозернистые осадки и подводно-оползневые горизонты континентального подножия и окраинного моря [Бергер, 1990]. Осадочные породы местами обладают повышенными содержаниями сингенетического углеродистого вещества.

Характерной особенностью складчатой системы является широкое распространение зон концентрации структур с линейным (продольным и диагональным) и брахиморфным типами складчатости, многочисленных разломов разных простираний при ведущей роли северо-западных, гранитоидных плутонов и даек от основного до кислого состава, сгруппированных в пояса и узлы, а также поясов регионального зеленосланцевого (участками эпидот-амфиболитового) метаморфизма [Гельман, 1976; Парфенов и др., 1993].

Яно-Колымский металлогенический пояс, объединяющий большое количество металлоносных районов и узлов с неравномерной концентрацией рудных и россыпных месторождений, прослеживается в северо-западном направлении более чем на 1000 км при ширине свыше 200 км. Вмещающие золотое оруденение породы занимают весь стратиграфический интервал этой структуры от ранней перми до средней юры включительно. Господствующая роль принадлежит золото-кварцевым жильным месторождениям и рудопроявлениям с относительно высоким содержанием (10-15 г/т) крупного золота и хорошо обогащаемыми рудами. Месторождения, представленные минерализованными зонами дробления и смятия осадочных пород, характеризуются бедными по содержанию полезного компонента (3-5 г/т), но значительными по общему объему рудами и, хотя уступают по распространенности кварцево-жильному типу, концентрируют в себе около половины ресурсов золота. Часть месторождений парагенетически связана с гидротермально измененными дайками. Все названные типы золото-кварцевых месторождений характеризуются преобладанием в рудах кварца при резко подчиненном количестве сульфидов (пирита и арсенопирита), полевых шпатов, слюд, карбонатов и хлорита. Отсутствует или слабо контрастна вертикальная зональность, в связи с чем предполагается значительная глубина распространения промышленного оруденения. В пространственной связи с золото-кварцевыми жилами и золотоносными дайками находятся месторождения и проявления золото-сурьмяного типа. Практически все золоторудные объекты сопровождаются высокими по продуктивности россыпями. Большинство рудных месторождений слабо разведано и не эксплуатировалось.

Хронологические рамки формирования золото-кварцевой минерализации оцениваются по калий-аргоновым датировкам от 135-130 до 110-100 млн лет [Фирсов, 1985].

Существенная по объему часть золотого и золото-сурьмяного оруденения (в том числе и Омчакский узел) размещается в пределах и в ограничениях Аян-Юряхского и продолжающего его к северо-западу Нерского антиклинория, протягивающихся строго параллельно Иньяли-Дебинскому синклинию. Таким образом, золото-кварцевое оруденение замкнуто в двух крупных структурных элементах

Яно-Колымской складчатой области - Иньяли-Дебинского синклинория и Аян-Юрхского (вместе с Нерским) антиклинория. Вероятно, есть необходимость искать какие-то общие черты, ответственные за процессы, приведшие к развитию золотой минерализации, в этих структурах.

Яно-Колымский пояс рудной и россыпной золотоносности не имеет полного структурно-территориального совмещения с одноименной складчатой структурой, в связи с чем из обширной территории Яно-Колымской складчатой системы мы вычленим своеобразную структуру в объеме Иньяли-Дебинского синклинория и Аян-Юрхского (вместе с Нерским) антиклинория, определяющую, на наш взгляд, металлогеническую специфику территории. Эта структура названа Индигиро-Колымским сфенохазмом (рис. 1.1) [Шахтыров, 2000]. С.У. Кэри [Carey, 1955], первым обративший внимание на подобные структуры, определил их как «...треугольные разделы в океанической коре, расчленяющие два кратонных блока (континентальной коры) с разломными ограничениями, сходящимися в некоторой точке, которые образовались при повороте одного из блоков относительно другого» [Цит. по: Структурная..., 1991].

Омчакский рудный узел входит в состав Аян-Юрхского антиклинория, характеризующегося мощным непрерывным разрезом от верхней половины нижней перми до верхнего триаса включительно и являющегося нижним элементом верхоянского проградационного комплекса, включающего осадки гигантского подводного веера. Основание пермского разреза нигде не вскрыто, тем не менее, обнаруженные в дайках, прорывающих верхнепалеозойские отложения на месторождении Дегдекан, ксенолиты метаморфических пород (гранат-биотитовые плагиогнейсы) могут служить косвенным указанием на наличие в основании пермского разреза дорифейского кристаллического фундамента [Бабайцев, 1984], тем более, что в ксенолитах даек отсутствуют карбонатные породы, которые можно было бы идентифицировать с ниже- и среднепалеозойским карбонатным комплексом.

В пермской части разреза Аян-Юрхского антиклинория преобладают неслоистые, неяснослоистые либо тонкослоистые углистые аргиллиты, алевропелиты, алевролиты, включающие пакеты турбидитов, слои оползневых брекчий и горизонт диамиктитов. Верхняя часть разреза пермских осадков имеет редуцированную мощность, повышенную зернистость и значительную примесь туфогенного материала, отражающие тенденцию территории в это время к воздыманию. Триасовые отложения представлены преимущественно лютитовыми контуритами.

Золотое оруденение проявлено на фоне глубокого катагенеза и начального зеленосланцевого метаморфизма пород. В золоторудных полях метаморфизм обычно сочетает в себе одновременно признаки регионально-контактового, дислокационного и гидротермального метаморфизма [Гельман, 1976; Гельман, Крутоус, 1979]. Золото-кварцевая минерализация локализована в осевых частях метаморфических «термальных антиклиналей» с интенсивно проявленной регрессивной стадией. Термальные антиклинали пространственно совмещаются с охарактеризованными ниже приразломными овальными купольными структурами [Еремин, Шахтыров, 1985; Шахтыров, 1985]. Метаморфические явления в Верхне-Индигирском синклинории не достигли той стадии, что наблюдается в породах Иньяли-Дебинского синклинория и Аян-Юрхского антиклинория.

В более локальном плане золоторудные узлы группируются в линейные зоны, контролируемые двумя основными системами разномасштабных разломов: продольными глубинными разломами (сдвигами на орогенном этапе) северо-западного простирания протяженностью 500-600 км и более, ограничивающими структурно-фациальные зоны; диагональными и поперечными разломами (сколовой и раздвиговой природы) на порядок меньшей протяженности, входящими в общую структурно-фациальную зону.

Наиболее крупные месторождения Яно-Колымского металлогенического пояса связаны с северо-западными системами продольных глубинных разломов.

Тенькинский глубинный разлом и связь с ним Омчакского рудно-россыпного узла. Наталкинское золоторудное месторождение располагается в одной из линейных северо-западных металлогенических зон Яно-Колымской металлогенической провинции, получившей в первые годы ее освоения название Юго-Западной, или Тенькино-Кулинской (рис. 1. 2). П. И. Скорняков рассматривал эту зону интенсивной рудной и россыпной золотоносности как региональную металлогеническую единицу, протягивающуюся от среднего течения р. Яна (Якутской) вплоть до р. Балыгычан и Охотского моря. Он считал, что это наиболее крупная по запасам золоторудная зона из известных на Северо-Востоке России и, возможно, в мире.

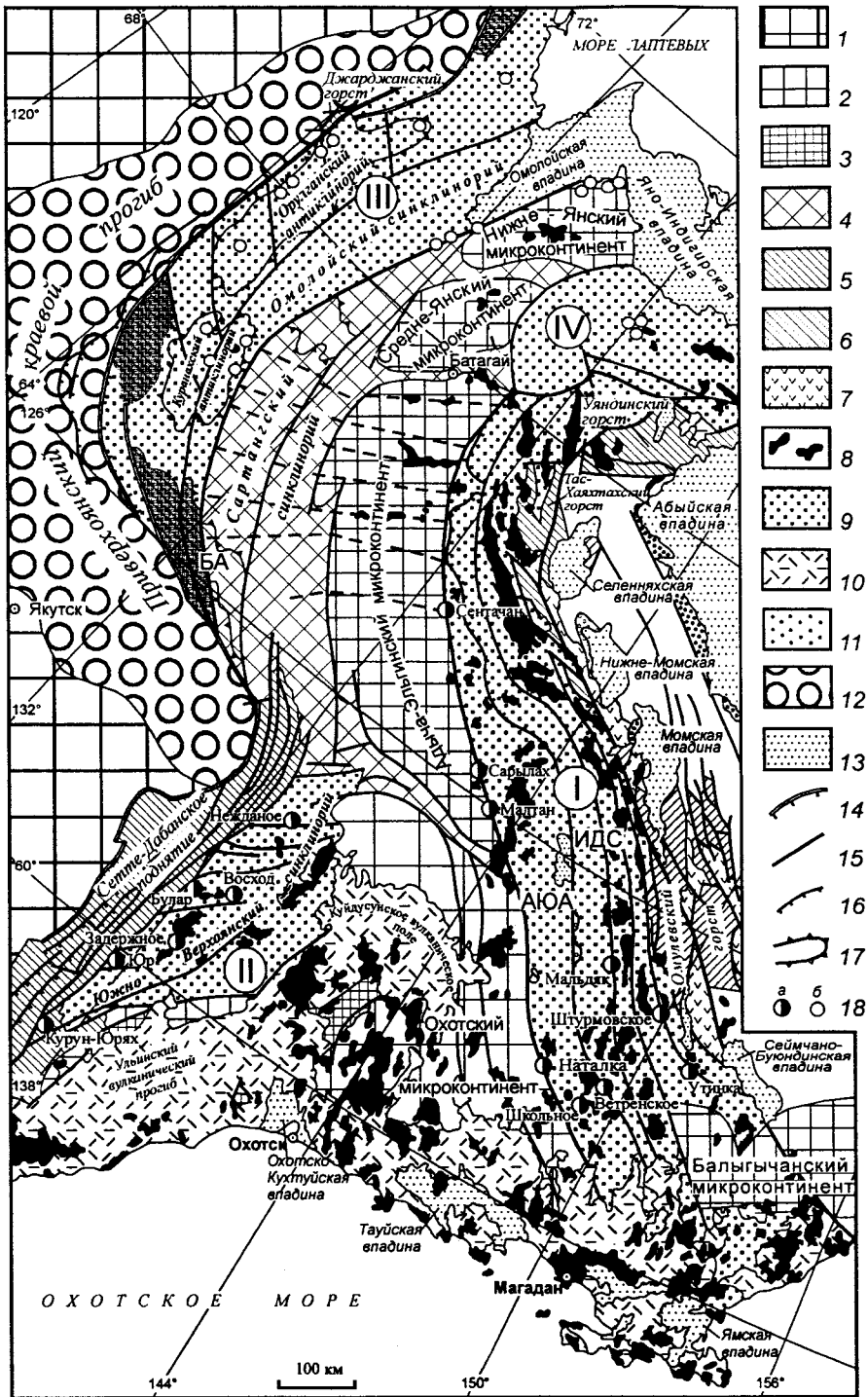


Рис. 1.1. Геотектоническая схема Верхояно-Колымской складчатой системы: 1 - Сибирская платформа; 2-3 - микроконтиненты: погребенные под терригенными отложениями верхоянского комплекса (2), выходящие на поверхность (3); 4 - глубоко погребенные и интенсивно раздробленные блоки дорифейского фундамента; 5, 6 - ниже-среднепалеозойские поднятия и горсты: выходящие на поверхность (5), предполагаемые в основании верхоянского терригенного комплекса (6); 7 - вулканиты Уяндино-Ясачненского комплекса; 8 - гранитоидные тела; 9 - сфенохазмы: I - Индигиро-Колымский, II - Южно-Верхоянский, III - Верхоянский, IV - Ольжойский; 10 - вулканиты Охотско-Чукотского пояса; 11 - поздне меловые континентальные впадины; 12 - Приверхоянский краевой прогиб; 13 - кайнозойские континентальные впадины; 14 - Верхоянский краевой шов; 15 - главные глубинные разломы; 16 - взбросы и надвиги; 17 - контуры антиклинорий Верхоянского сфенохазма (БА - Бараинский); 18 - золоторудные месторождения (а) и проявления (б). АЮА - Аян-Юрхский антиклинорий, ИДС - Иньяли-Дебинский синклинорий. Контуры без гашуры в правой части рисунка - структуры, в настоящей работе не интерпретированные

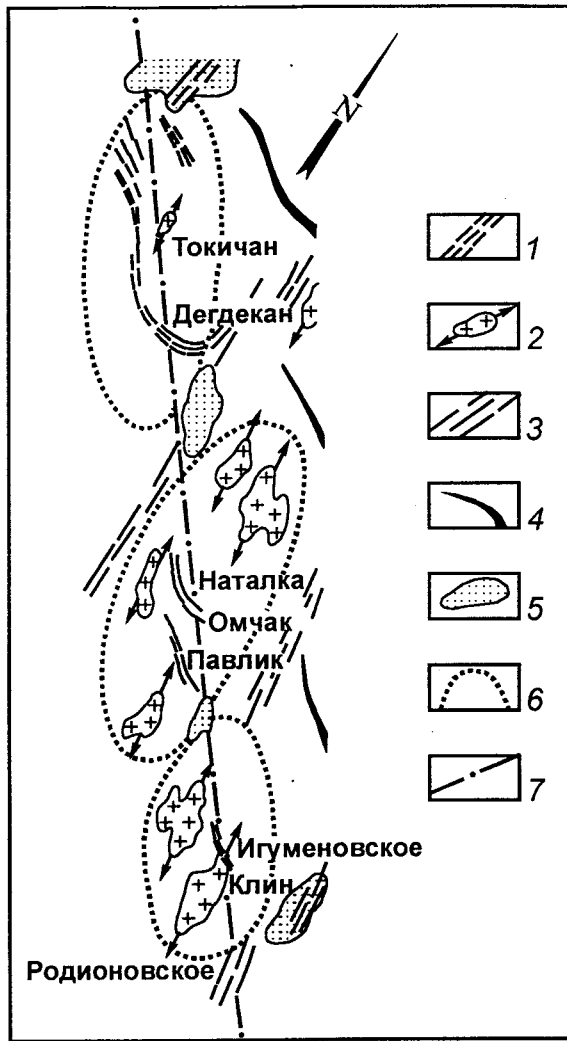


Рис. 1.2. Принципиальная схема строения Тенькинского глубинного разлома [Шахтыров, 1997]: 1 - свиты даек и разломы, вмещающие золото-кварцевое оруденение; 2 - гранитоидные массивы и ориентировка их длинной оси; 3 - зоны складчатых разломов, устанавливаемые по геоморфологическим признакам; 4 - оси складок; 5 - четвертичные впадины; 6 - условные контуры рудных узлов; 7 - осевая линия глубинного разлома

Дователи принимали за Тенькинский глубинный разлом относительно мелкие, второстепенные дизъюнктивы (например, Омчакский разлом). В другом варианте разлом проводился условно через цепочку золоторудных объектов, которые укладываются в четкую прямую линию северо-западного простирания [Ларин, 1949]. Эта последняя интерпретация является, на наш взгляд, наиболее объективно отражающей как пространственное положение шовной зоны в фундаменте, так и структурную специфику Тенькинской ветви Адыча-Тенькинского глубинного разлома - его малоамплитудность в верхнем структурном этаже, а отсюда отсутствие отчетливо картируемых продольных дизъюнктивных структурных элементов.

Одним из наиболее надежных признаков наличия крупной дизъюнктивной структуры является резкая смена типа складчатости при переходе от Аян-Юряхского антиклинория к Верхне-Индибирскому синклинорию. Пермские и триасовые породы Аян-Юряхского антиклинория смяты в крупные, относительно простые чередующиеся антиклинальные и синклинальные линейные складки. По отношению к ориентировке Аян-Юряхского блока они занимают диагональное положение (с поворотом против ча-

Полученные к настоящему времени материалы по геологии, тектонике и геофизике рассматриваемой зоны указывают на справедливость такого предположения. Вполне отчетливо выделяется контролирующей эту зону крупнейший по протяженности продольный глубинный разлом, который простирается из среднего течения р. Адыча в юго-восточном направлении до побережья Охотского моря более чем на 1100 км. В такой интерпретации, как единая структура, разлом назван нами Адыча-Тенькинским [Шахтыров, 1997]. Отдельные отрезки этого разлома были выделены и известны ранее: Сентачанский (северо-западное окончание), Адыча-Эльгинский, или Адыча-Тарынский, Тенькинский с его небольшим отрезком - Омчакским разломом. Непосредственно в зоне Адыча-Тенькинского глубинного разлома локализована Сарычевская кольцевая вулканоплутоническая структура, которая является его принадлежностью и соединяет, таким образом, якутскую и магаданскую ветви этого крупнейшего на Северо-Востоке Азии рудоконтролирующего дизъюнктива.

Южная - охотская - ветвь глубинного разлома, пересекающая структуры Вилигинского синклинория, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Тайгоносской тектонической зоны, ранее, как единая с Тенькинским разломом, не выделялась.

Существование крупного Тенькинского глубинного разлома, контролирующего Тенькинскую (Юго-Западную, или Кулино-Тенькинскую) металлогеническую зону северо-западной ориентировки, к которому приурочено и Наталкинское месторождение золота, предположил в 1941 г. Х. И. Калугин.

Структурная интерпретация Тенькинского глубинного разлома остается неоднозначной до настоящего времени. Чаще всего делались неудачные попытки поисков признаков разлома как сорванного непрерывного шва. Х. И. Калугин проводил линию разлома по контакту верхнепермских и нижнетриасовых пород в юго-западном ограничении окраинной в Аян-Юряхском антиклинория Тенькинской антиклинали. Некоторые исследователи принимали за Тенькинский глубинный разлом относительно мелкие, второстепенные дизъюнктивы (например, Омчакский разлом). В другом варианте разлом проводился условно через цепочку золоторудных объектов, которые укладываются в четкую прямую линию северо-западного простирания [Ларин, 1949]. Эта последняя интерпретация является, на наш взгляд, наиболее объективно отражающей как пространственное положение шовной зоны в фундаменте, так и структурную специфику Тенькинской ветви Адыча-Тенькинского глубинного разлома - его малоамплитудность в верхнем структурном этаже, а отсюда отсутствие отчетливо картируемых продольных дизъюнктивных структурных элементов.

совой стрелки, влево), а в краевых частях блока их шарниры испытывают резкий изгиб. В результате осевые части складок образуют в плане Z-образный рисунок. Наиболее круто шарниры складок ориентированы на участке Аян-Юряхского антиклинория между верхним течением р. Арга-Юрях и р. Делян-кир, где Ю.Я. Ващилов на основании геофизических материалов устанавливает резкую ступень в фундаменте.

В узкой полосе примыкания Верхне-Индибирского синклинория к Тенькинскому разлому проявлены узкие линейные складки, имеющие северо-западную (параллельную разлому) ориентировку.

Тенькинский глубинный разлом фиксируется на графиках Δg симметричными аномалиями и интерпретируется валообразным поднятием фундамента складчатой области [Ващилов, 1970]. В апикальной части этого вала мощность отложений верхоянского терригенного комплекса составляет 4 км, увеличиваясь в стороны от него до 5-6 км и более. Валобразное поднятие по простиранию разлома ундурирует - разобщается на самостоятельные валы меньших порядков.

В верхнем структурном этаже Тенькинского разлома валообразным поднятиям в фундаменте соответствуют крупные, сравнительно простые по морфологии складки, в комплексе представляющие собой еще более крупную Тенькинскую антиклиналь. Структурный план рассматриваемых складок отличается от характера складчатости горизонтального сжатия, примыкающего с востока Аян-Юряхского антиклинория. Если в Аян-Юряхском антиклинории наблюдается отчетливое сопряжение антиклинальных и синклинальных складок, которые ориентируются диагонально (с поворотом влево) и образуют эшелон складок, отражающих правостороннее горизонтальное сжатие, то складки Тенькинской антиклинали недостаточно отчетливо сопряжены с синклиналями, к тому же их осевые линии повернуты вправо. Это дает нам основание считать различной генетическую природу складок Аян-Юряхского антиклинория и зоны Тенькинского глубинного разлома (Тенькинской антиклинали).

Тенькинская антиклиналь, в которой располагаются Омчакский и другие золотоносные узлы, в продольном (северо-западном) направлении характеризуется отчетливой ундуляцией шарнира, на участках погружения которого отмечается и виргация складок. Воздымание шарнира отражается выходом на поверхность отложений самой древней в районе пионерской свиты (низы нижней перми), концентрически обрамленной более молодыми свитами осадочных пород. Такие воздымания, по сути, отмеченные выше локальные антиклинали, выделяются между р. Арга-Юрях и р. Кулу (Дегдекан - Арга-Юряхский участок), от руч. Иньякан до устья р. Омчак (Омчакский участок) и по левобережью среднего течения р. Тенька (Пионерский участок).

В каждой из отмеченных антиклинальных складок своеобразно, но закономерно ведут себя речные долины наиболее крупных водотоков. Они образуют дуги в крыльях антиклиналей с выпуклостями, обращенными к шарниру. В Дегдекан - Арга-Юряхской антиклинали такие дуги образуют долины р. Токичан (на западе) и руч. Толгычан (на востоке); в Омчакской - руч. Интриган и Лев. Интриган (на западе) и р. Омчак (на востоке). Непосредственных доказательств разломной природы дугообразных долин (за исключением небольшого интервала в пойменной части р. Омчак) мы не имеем из-за полного отсутствия обнаженности, однако рассматриваемые дуги подчеркиваются сопровождающими их многочисленными дугообразными свитами позднеюрских и раннемеловых даек, цепочками штоков, что дает основание говорить об унаследованном характере размещения речных долин в древних разломных зонах.

На участках замыкания антиклинальных складок отмечаются системы веерообразных разломов, направления которых в какой-то мере совпадают с направлением виргаций складок.

Подобные геометрические рисунки дизъюнктивных структур в антиклиналях характеризуют овалы магматогенные купола и брахиантиклинальные складки диапировой природы. Детальные исследования разломной тектоники территории Омчакской антиклинали показали удивительное совпадение геометрического рисунка разломов с рисунками экспериментальных овальных купольных моделей. На этом основании мы и интерпретируем локальные положительные складки Тенькинской антиклинали как купола. Известные к настоящему времени золотоносные узлы, такие как Дегдекан - Арга-Юряхский, Омчакский, Пионерский, тяготеют к центральным частям куполов и не выходят за их контуры (см. рис. 1.2). Подробнее их особенности будут рассмотрены на примере структуры Омчакского рудно-россыпного узла.

Благодаря структурным рисункам овальных куполов, расшифровывается и геометрия гидросети Тенькинской ветви глубинного разлома [Шахтыров, 1985]. Отметим, что практически вся россыпная золотоносность локализована в речных долинах, освоивших встречно-дугообразные системы разломов овальных куполов.

Сравнительно небольшие синклинальные складки, обрамляющие купольные структуры с северо-востока и юго-запада, т. е. со стороны Верхне-Индибирского синклинория и Аян-Юряхского антиклинория, при значительной протяженности отличаются очень небольшой шириной и имеют ориентировку, совпадающую с условной шовной линией Тенькинского разлома. Складки такой морфологии и ориентировки не встречаются ни в Верхне-Индибирском синклинории, ни в Аян-Юряхском антиклинории, что подтверждает существование своеобразных куполовидных антиклиналей, отличающихся от складчатости горизонтального сжатия Аян-Юряхского антиклинория.

Пространственное размещение локальных антиклиналей (куполов) в виде цепочки структур северо-западной ориентировки, их положение в полосе смены типа складчатости Аян-Юряхского антиклинория и Верхне-Индибирского синклинория свидетельствуют о наличии здесь малоамплитудного глубинного разлома.

Диагональная (правосторонне эшелонированная) ориентировка длинных осей овальных куполов относительно регионального простириания структур (с поворотом вправо) отражает кулисообразный (эшелонированный) характер Тенькинского глубинного разлома в кристаллическом фундаменте складчатой области, а отсюда - его сдвиговую природу на постседиментационном (орогенном) этапе.

В то же время, в образовании рассматриваемых брахискладок (куполов) значительную роль играли и вертикальные движения, что связано с общим разуплотнением горных пород геосинклинального чехла при коллизионном дроблении и участием магматического диапиризма.

Таким образом, Тенькинская антиклиналь представляет собой, в первую очередь, самостоятельное надразломное тектоническое образование - рубцовую складку. Инфраструктура Омчакского золоторудного узла в такой интерпретации имеет сложную и длительную историю формирования, в которой участвовали разнообразные геологические процессы.

1.2. Стратиграфия и литология осадочных образований

В геологическом строении района принимают участие геосинклинальные отложения перми и триаса, образующие непрерывный разрез общей мощностью около 6-7 км. В крайне незначительном количестве распространены вулканогенные образования нижнего мела. Меловые отложения с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на отложениях перми. Толща осадочных пород прорвана рядом гранитоидных тел и даек различного состава и возраста. Четвертичные отложения представлены аллювиальными, пролювиальными и делювиальными фациями [Геология..., 1970].

Пермские образования, наиболее распространенные в регионе, подразделены на пять свит: родионовскую, пионерскую, атканскую, омчакскую и старательскую [Бяков, Ведерников, 1990] (рис. 1.3).

Отложения родионовской свиты слагают ядро Тенькинской антиклинали и представлены аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками, флишоидно чередующимися друг с другом в верхней половине разреза. Основание свиты глинисто-алевролитового состава, ее верхняя часть обогащена песчаниками. Видимая мощность свиты 850 м. В родионовское время на рассматриваемой территории, по-видимому, существовали достаточно глубоководные условия осадконакопления, сопоставимые с условиями континентального склона или даже его подножия. Находки аммоноидей и иглокожих свидетельствуют о нормальной солености морского бассейна.

Пионерская свита в центральной и юго-восточной частях Аян-Юряхского антиклинория слагает Тенькинскую (за исключением ее сводовой части) и Колымскую антиклинали. Отложения свиты характеризуются монотонным мало контрастным обликом, присутствием в разрезе слоистых разностей пород алевролитового и песчаникового состава, иногда слоев кварцево-полевошпатовых песчаников и песчаных алевролитов. Взаимоотношения с нижерасположенной родионовской свитой согласные. Породы свиты в целом фаунистически охарактеризованы слабо. Формирование отложений свиты, вероят-

ЯРУС	СВИТА	КОЛОНКА	МОЩНОСТЬ, м	ОПИСАНИЕ ПОРОД
КАЗАНСКИЙ - ТАТАРСКИЙ	Старательская		300-400	Аргиллиты, алевролиты и песчаники с неяснопятнистой текстурой
			250-400	Тонкослоистые аргиллиты и алевролиты
			350-500	Углистые аргиллиты с песчаниковой и алевроитовой примесью
	Омчакская		800	Флишоид аргиллитов и алевролитов
			350-400	Флишоид песчаников, алевролитов и аргиллитов
	Атканская		400	Флишоид песчаников и алевролитов
350-500			Диамиктиты, туфогенные сланцы и гальковые аргиллиты	
УФИМСКИЙ	Пионерская		600	Песчанистые аргиллиты с тонкой горизонтальной слоистостью
			900	Неслоистые углистые аргиллиты
			1100	Неслоистые песчанистые аргиллиты; прослой известковистых песчаников
Нижнепермские отложения				

Рис. 1.3. Генерализованная стратиграфическая колонка осадочных отложений Омчакского рудного узла и локализация разведанных интервалов оруденения Наталкинского, Павликовского и Омчакского месторождений [Ворошин и др., 2000б]

но, происходило в условиях глубоководного морского бассейна с достаточно спокойными условиями осадконакопления. На заключительном этапе накопления осадков, возможно, имела место незначительная по масштабу вулканическая деятельность с излияниями базальтов и извержениями туфов. Бедность отложений свиты остатками окаменелостей свидетельствует о неблагоприятных условиях для развития бентосной фауны, что, видимо, было связано с сероводородным заражением среды. Не исключено, что последнее обстоятельство явилось одной из причин образования впоследствии в толщах пород вкрапленного метаморфогенного пирита. Общая мощность отложений пионерской свиты составляет 2300-2600 м.

Атканская свита представлена в основном неслоистыми и неяснослоистыми диамиктитами. Происхождение диамиктитов, по мнению А. С. Бякова и И. Л. Ведерникова [1990], смешанное - оползневое и вулканическое. Размерность включений в диамиктитах гравийная, галечная, реже валунная. Их состав альбитофиновый, кератофиновый, спилитовый, диабазовый, андезитовый, реже аргиллитовый и гранитоидный. Нередко присутствуют известковистые стяжения, имеющие бурый цвет на поверхностях выветривания. Цемент иногда пепловой структуры. Мобилизация и транспортировка изверженного материала в глубоководные депрессионные части морского бассейна происходила, вероятно, вследствие подводных оползней при высоких скоростях седиментации в эпохи глобального понижения уровня Мирового океана. Породы свиты обнажены преимущественно на крыльях Тенькинской и Колымской антиклиналей. Взаимоотношения диамиктитов с подстилающими породами согласные. На отдельных участках отложения атканской свиты представлены переслаивающимися аргиллитами и алевролитами, а также песчаниками с косой и градационной слоистостью. Фаунистические остатки редки и обычно встречаются в ее верхней части. Мощность отложений от 350 до 650 м.

Отложения омчакской свиты установлены в центральной и юго-восточной частях Аян-Юрхского антиклинория на крыльях Тенькинской и Колымской антиклиналей и Таяхтахской синклинали. Литологический состав свиты неоднороден. Ее слагают аргиллиты, алевролиты, реже - песчаники, часто флишоидно чередующиеся между собой. Для пород характерна горизонтальная, реже - косая и градационная слоистость. Большая часть отложений свиты сформирована, вероятно, в глубоководных условиях, отвечающих континентальному склону. Остатки кораллов и иглокожих свидетельствуют о нормальной солености морского палеобассейна. К концу этапа накоплений отложений свиты произошло обмеление морского бассейна и появление в разрезе песчаников и гравелитов. Общая мощность свиты 1550-1600 м.

Старательская свита отличается литологическим однообразием со слабо проявленной слоистостью пород. В ее строении преобладают неяснослоистые аргиллиты и алевролиты, реже - глинистые песчаники. Характерный признак отложений свиты - широкое развитие пород с нечетко проявленной пятнистой текстурой и узловатой слоистостью. В отложениях свиты встречаются многочисленные окаменелости. Мощность свиты 900-1300 м. Полное отсутствие флишоидных отложений свидетельствует о менее глубоководных условиях осадкообразования, чем на этапе формирования пород омчакской свиты. Эти условия, видимо, соответствовали внешней части современного шельфа или началу материнского склона. Тектурные особенности пород, их песчаная составляющая, присутствие фауны можно рассматривать как свидетельство некоторого обмеления морского бассейна в период формирования осадков старательской свиты.

Отложения триаса, распространенные в юго-западной и крайней северо-восточной частях района, слагают индский и оленекский ярусы нижнего отдела и анизийский ярус среднего отдела. В основании они представлены тонкослоистыми чередующимися алевролитами и аргиллитами. Взаимоотношения их с нижележащими породами старательской свиты верхней перми согласные.

1.3. Магматические образования центральной части Аян-Юрхского антиклинория

Центральная часть Аян-Юрхского антиклинория содержит относительно небольшое количество интрузивных тел гранитоидов по сравнению с синклинорными зонами Яно-Колымского складчатого пояса. Большая часть гранитоидных массивов, по геофизическим данным, располагается на глубине,

где они образуют структурно обособленный пояс с вертикальной протяженностью до 10 км. По системам разломов от массивов, не выходящих на поверхность, ответвляются крупные апофизы. Крупные тела гранитоидов, обнаженные на поверхности, локализованы на флангах антиклинория, в центральной части которого они представлены небольшими штоками и дайковыми свитами. Плутоны сложены пестрой гаммой пород от габбро и пироксенитов до лейкогранитов и гранит-порфиров. Среди них выделяются две разновозрастные группы пород, традиционно относимые к колымскому (J_3-K_1) и охотскому (К) комплексам [Загрузина, 1977]. Интрузивы колымского комплекса расположены на северо-восточном фланге Тенькинской зоны, а охотского - на юго-западном. В последнее время появились новые представления [Аноров и др., 1991 г.], согласно которым основная масса гранодиорит-гранитных тел относится к чалбыканскому комплексу (аналог охотского), а тела основного и среднего состава к разновозрастным ксенолитовому и эрикинскому комплексам.

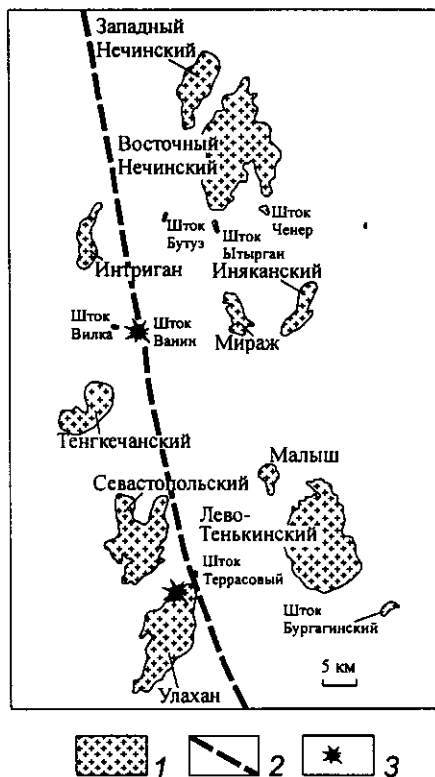
Магматические образования Тенькинской антиклинальной структуры. На площади Тенькинской антиклинали, где расположен Омчакский рудно-россыпной узел, магматические комплексы представлены исключительно интрузивными образованиями и характеризуются пестрой гаммой пород от пироксенитов и габбро до гранит-порфиров и интрузивных риолитов. Эти породы слагают большое количество мелких штоков и ряд относительно крупных плутонов гранитов и гранодиоритов площадью до 300 км². Их характеристика приведена в съемочных, поисковых и тематических отчетах и опубликована в объяснительных записках к ГК-200, изданных более 30 лет назад (рис. 1.4, 1.5).

Рис. 1.4. Схема размещения гранитоидных массивов: 1 - гранитоиды; 2 - осевая линия Тенькинского глубинного разлома; 3 - эксплозивные вулканические брекчии

Между тем, результаты специальных тематических исследований магматизма Омчакского рудно-россыпного узла, выполненные в различные годы, до настоящего времени не опубликованы, за исключением некоторых материалов, вошедших в монографические обобщения [Соболев, Колесниченко, 1979; Соболев, 1989]. В рамках выполненного исследования представляется целесообразным привести общую характеристику магматических проявлений района с акцентом на Омчакский рудно-россыпной узел.

Краткая характеристика интрузивов Омчакского рудно-россыпного узла. В рудном узле известно большое количество даек спессартитов, порфиринов, гранит-порфиров, интрузивных риолитов и незначительное число более крупных плутонов от самых больших - Нечинских куполов и Тенгкечанского массива до менее крупных интрузивов - Интригано-Пересыпкинских, Миража и совсем небольших гранитоидных штоков - Бутуз, Вилка, Ванин, Ытырган, Шайтан и др. (см. рис. 1.4). Названные тела образуют плутоническое обрамление рудного узла. Значительные по площади выхода на поверхность плутоны по строению разделяются на две группы - неоднородные, нередко многофазные (Интригано-Пересыпкинский и Нечинские купола) и относительно однородные (Тенгкечанский и Мираж). Мелкие плутонические тела, как правило, неоднородны с переходами между слабоконтрастными по составу разновидностями пород (диориты - кварцевые диориты - гранодиориты).

Интригано-Пересыпкинский массив расположен в 7 км к западу от Наталкинского месторождения на водоразделе р. Кулу с руч. Интриган (правым притоком р. Хинике). Массив вытянут в субмеридиональном направлении на 13 км при ширине от 0,7 до 2,5 км. Площадь его около 18 км². На юго-западе от массива располагается серия небольших штоков (Магнитный, Лопатинский, Право-Хиникенский), которые, возможно, являются его сателлитами. Интрузив прорывает отложения перми (в северной его части) и триаса (в южном окончании). Плоскости контактов падают от массива в сторону ро-



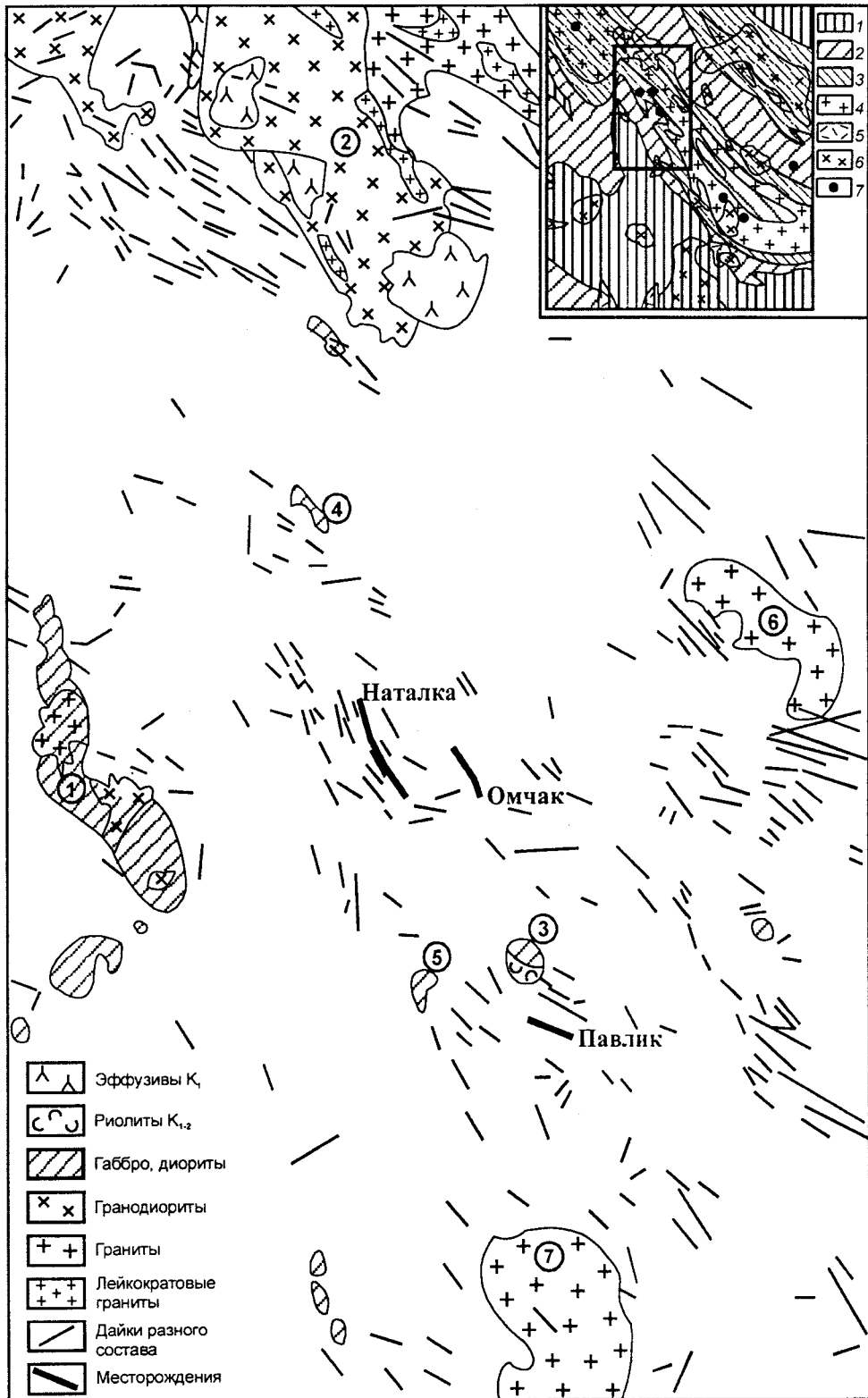


Рис. 1.5. Схема размещения гранитоидных интрузивов Омчакского рудного узла. Массивы: Интригано-Пересыпкинский (1), Нечинский (2), Ванин (3), Бутуз (4), Вилка (5), Мираж (6), Тенгкечанский (7). На врезке в правом углу схема размещения plutonic тел в структурах центральной части Аян-Юряхского антиклинория: 1-3 - пермские породы, 4 - триасовые породы, 5 - эффузивы ОЧВП, 6 - гранитоидные плутоны, 7 - основные золоторудные месторождения [Володин, 1962]

виков, ширина ореола которых достигает 200-400 м. В составе плутона наблюдается чрезвычайно пестрая гамма пород от габбро до гранитов. Наиболее древними являются габбро, габбродиориты, диориты. Они слагают центральную и южную части массива и вышеупомянутые штоки. В виде многочисленных ксенолитов эти породы наблюдаются в более поздних гранодиоритах. По данным А. Ф. Михайлова, на участках распространения габбро встречаются редкие шлиры пироксенитов размером до 10-20 см. Минеральный состав пород непостоянен из-за варьирующих количеств пироксенов и амфибола (табл. 1.1).

Таблица 1.1

Минеральный состав пород интрузивных тел Омчакского рудно-россыпного узла

Порода	Кол-во шл.	КПШ	Плагиоклаз	Кварц	Биотит	Амфибол	Пироксен	Аксессуары
Интригано-Пересыпкинский массив (по Е. К. Устиеву [1950 г.] и А. Ф. Михайлову [1947 г.]).								
Габбро	6	1,3	65,8	0,6	4,1	15,5	10,3	2,4
Габбро	4	1,0	60,0	1,0	5,0	27,0	3,0	3,0
Диорит	3	6,1	58,1	6,1	6,2	17,6	4,2	1,7
Кв. диорит	8	9,0	57,0	9,0	6,0	17,0	1,0	1,0
Кв. диорит	3	14,7	51,9	10,6	5,2	10,1	6,4	1,1
Гранодиорит	21	18,8	46,3	15,0	7,2	11,2	0,4	1,1
Гранодиорит	5	22,5	41,5	17,9	8,8	8,2	0,3	0,8
Адамеллит	2	31,0	32,4	24,7	8,2	2,8	0,1	0,8
Гранит	2	38,0	26,0	28,0	4,0	3,7	-	0,3
Массив Мираж (по Г. Ф. Заржицкому [1945 г.])								
Гранит	8	24,3	40	36,2	1,4	0,7	-	0,04
Нечинский массив (по Л. В. Фирсову [1965 г.])								
1-я фаза		19,8	45,1	21,9	9,7	3,1	0,1	0,3
2-я фаза		37,0	27,5	32,6	2,6	-	-	0,1
3-я фаза		39,9	24,3	34,0	1,6	0,05	-	0,2
Массив Шайтан (по Г. Ф. Заржицкому [1945 г.])								
Гранодиорит	12	10,5	51,8	25,0	9,0	3,0	-	0,4

Гранодиориты слагают северную часть интрузива и два небольших выхода в его центральной и южной частях. Гранодиориты в эндоконтактной зоне сменяются гранодиорит-порфирами (иногда с микропегматитовой структурой основной массы) и реже кварцевыми диоритами. В центре массива выделяется штокообразное тело адамеллитов, переходящих во внутренней части тела в граниты. Площадь его выхода составляет около 3,5 км². Контакты адамеллитов с гранодиоритами трактуются неоднозначно. Одни исследователи отмечают постепенные переходы от гранодиоритов к адамеллитам, другие, наоборот, указывают на отчетливо более позднее происхождение гранитов и адамеллитов.

В гранитоидах обычны ксенолиты роговиков размером до 0,4 м. Из аксессуаров во всех породах преобладает магнетит, а также распространены циркон и апатит, из рудных минералов постоянно отмечается пирротин. Породы массива прорваны дайками мелкозернистых гранит-порфиров, аплитов и более редких диоритовых порфиров.

Нечинский массив площадью около 230 км² расположен в 14 км к северу от Наталкинского месторождения на правом берегу р.Кулу в приводораздельной части с р.Омчак и состоит из двух куполов, разделенных перемычкой осадочных пород перми. Он представляет собой сложный по составу гранодиорит-гранитный плутон, состоящий из гранит-порфиров, амфибол-биотитовых гранодиоритов, лейкократовых гранитов разных фаз внедрения. В составе пород, образующих купола, преобладают гранит-порфиры; гранодиориты слагают около четверти всей площади массива. В виде линзовидных тел встречаются лейкократовые граниты, секущие как гранодиориты, так и гранит-порфиры.

Тенгекчанский массив площадью около 40 км², при протяженности около 10 км и ширине 3-5 км, расположен на южном фланге рудно-россыпного узла (в 18 км от Наталкинского месторождения и в 7 км от Павликовского месторождения) в междуречье Хинике, Теньки и Омчака. Он имеет неправильную дугообразную форму и ориентирован в субмеридиональном направлении. Интрузивными породами этого массива сложены самые высокие вершины района с отметками 1668-1770 м. Плутон северной своей частью прорывает отложения перми, южной - породы триаса. Контакты с вмещающими толщами крутые, ширина контактового ореола достигает нескольких сотен метров. Интрузив сложен амфибол-биотитовыми гранодиоритами, реже гранитами, рассеченными дайками и жилами биотитовых гранит-порфиров, мелкозернистых гранитов и аплитов. Следует отметить также наличие в нем поздних даек риолитов, габбро-диабазов и диоритовых порфиритов.

Массив Мираж представляет собой небольшое тело площадью 12 км², вытянутое в северо-западном направлении и расположенное в 14 км к востоку от Наталкинского месторождения. Он имеет однообразное строение и сложен порфировидными биотитовыми гранитами и лейкократовыми амфибол-биотитовыми гранитами. Поздние дайки представлены гранит-порфирами и габбро-диабазам.

Мелкие плутоны, как правило, имеют непостоянный состав, изменяющийся либо от кварцевых диоритов до плагиогранитов (Шайтан), либо от субщелочных диоритов, габбродиоритов и монцодиоритов до кварцевых диоритов, кварцевых сиенитов и гранодиоритов (Ытырган, Ванин, Бутуз). Только в самых небольших телах отмечается относительное постоянство состава - в диоритах Вилкинского штока, в габбро - Магнитного и Лопатинского. Наиболее сложным и интересным является интрузивное тело - Ванинский шток, вскрытый в русле и на левом водоразделе нижнего течения руч. Ванин и находящийся в 7 км к югу от Наталкинского и в 1 км к северу от Павликовского месторождения. Этот плутон представляет собой сложно построенное тело, расположенное между руч. Летчик и Ванин, правыми притоками Омчака. Противоположные контакты штока вскрыты в руслах обоих ручьев. Его восточная часть сложена кварцевыми диоритами и гранодиоритами с большим количеством мелких автолитов более основного состава, западная представлена дацит-порфирами, окаймленными с юга и запада полосой своеобразных взрывчатых брекчий с риолитовым цементом (рис. 1.6).

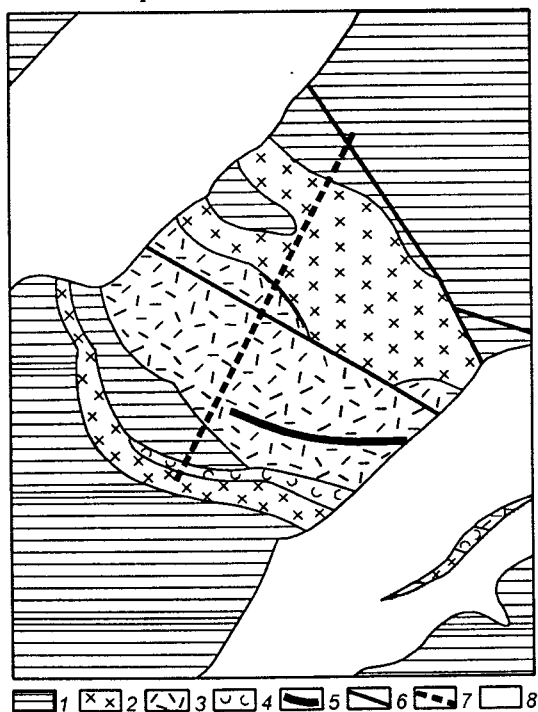


Рис. 1.6. Схема строения штока по руч. Ванин: 1 - осадочные породы, 2 - кварцевые диориты, 3 - гранит-порфиры субвулканические, 4 - взрывчатые брекчий с риолитовым цементом, 5 - дайка базальтов, 6 - разломы, 7 - канава, 8 - аллювиальные отложения

Дайки группируются в небольшие ареалы, сконцентрированные в центральной части рудного поля Наталкинского месторождения, а также на его восточном и северном флангах и на площади Омчаковского и Павликовского месторождений. Они представлены спессартитами, порфирами, гранит-порфирами, риолитами. Как правило, тела разного состава разобщены в пространстве и известны лишь единичные факты пересечения даек [Володин, 1962], согласно которым самыми древними являются спессартиты и порфириты. Внедрение этих даек предшествовало формированию рудных тел Наталкинского месторождения. Дайки гранит-порфиров прорывают спессартиты. Преобладающая ориентировка даек совпадает с простираем осадочных пород, нередко они приурочены к зонам разломов. Мощность даек колеблется от 1-2 до 6-8 м, реже до 15-20 м.

Особое место в рудном поле занимают тела риолитовых брекчий, известные в составе Ванинского штока и на Павликовском месторождении, где они являются порудными. Они представляют собой крупнообломочный агрегат диоритов, дацитов, риолитов, туфов андезита и дацита, алевролитов и редких обломков кварца, сцементированных риолитовой массой (шток Ванин), или мелких остроугольных обломков алевролитов, сцементированных риолитами (Павликовское месторождение).

Особенности петрогеохимии магматических пород.

По особенностям химического состава пород рассматриваемые плутоны разделяются на две группы. К первой отнесены породы большинства штоков и даек, а также Интригано-Пересыпкинского массива и Нечинских куполов. Для них характерны содержания кремнезема от 50 до 77,5% и отчетливо повышенные концентрации калия (рис. 1.7). Последнее нашло отражение в присутствии заметного количества калишпата в средних по составу породах и появлении среди них монцонитов и даже сиенитов (шток Бутуз). Этой группе пород свойственна тенденция к постоянному увеличению концентрации щелочей с ростом кремнекислотности.

Вторая группа представлена гранитоидами Тенгкечанского массива и штока Мираж. Особенность этих интрузивов в том, что в их составе нет пород основнее гранодиоритов, которые отличаются к тому же и заметно большей натриевостью по сравнению с одинаковыми по кремнекислотности породами первой группы (рис. 1.8).

Сопоставление обеих разновидностей пород с ранее выделенными и широко распространенными в Тенькинской зоне магматитами различных петрохимических типов показывает большое сходство пород первой группы с гранитоидами охотского, а пород второй группы - с гранитоидами колымского типов.

Аналогичная ситуация наблюдается и в распределении редких элементов (рис. 1.9, 1.10). Породы Интригано-Пересыпкинского массива обладают сходными параметрами распределения рубидия и стронция с породами массивов Севастопольский и Улахан (охотские гранитоиды), и вся группа этих пород относится к островодужным или окраинно-континентальным образованиям. Судя по аномально высоким концентрациям стронция в габброидах Интригано-Пересыпкинского массива, они представляют собой магматические продукты, наиболее удаленные от зоны субдукции Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. К сожалению, данных по редкоэлементному составу пород второй группы у нас не имеется. Следует отметить различия в составе редких элементов риолитовых брекчий штока Ванин и кислых даек Наталкинского рудного поля.

Типизация и последовательность формирования интрузивных тел. Существующие схемы последовательности формирования интрузивных тел разного состава достаточно противоречивы (табл. 1.2).

Известные датировки пород некоторых плутонов свидетельствуют как минимум о двух крупных этапах проявления магматизма в пределах узла. Так, граниты Тенгкечанского массива имеют датировки 143-156 млн лет, а Нечинские купола - 83-101 млн лет; дайки рудного поля датированы им же - 130-159 млн лет. Спессартиты и порфириды в большинстве своем являются дорудными. Пострудные спессартиты и риолиты имеют возраст менее 100 млн лет. Анализ имеющихся данных позволяет говорить о разноэтапности магматизма узла с возрастом от наиболее древнего позднеюрско-раннемелового до позднемелового.

Различия в химическом составе пород, наличие конкретных взаимоотношений интрузивных фаз (Нечинский массив, Ванинский шток, Интригано-Пересыпкинский массив) также указывают на существование как минимум двух групп гранитоидов, причем, если учесть известные датировки, две петрохимические группы пород довольно хорошо увязываются с отмеченными выше этапами формирования гранитоидов (охотским и колымским).

В соответствии с имеющимися датировками и петрохимическими данными, плутонические породы узла формировались в составе позднеюрско-раннемеловой, меловой и позднемеловой интрузивных серий, в рамках которых они сгруппированы в интрузивные ассоциации (табл. 1.3).

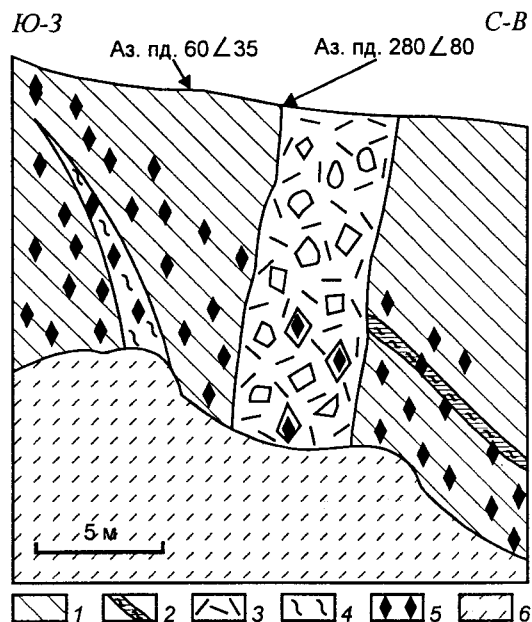


Рис. 1.7. Зарисовка стенки карьера на Павликовском месторождении, где риолитовые брекчии рассекают прожилково-вкрапленные руды [Ворошин, 1992 г.]: 1 - осадочные породы омчакской свиты, 2 - послойная кварцевая жила, 3 - риолитовые брекчии, 4 - интенсивно перемятые и сульфидизированные осадочные породы, 5 - сульфидизация, 6 - осыпь

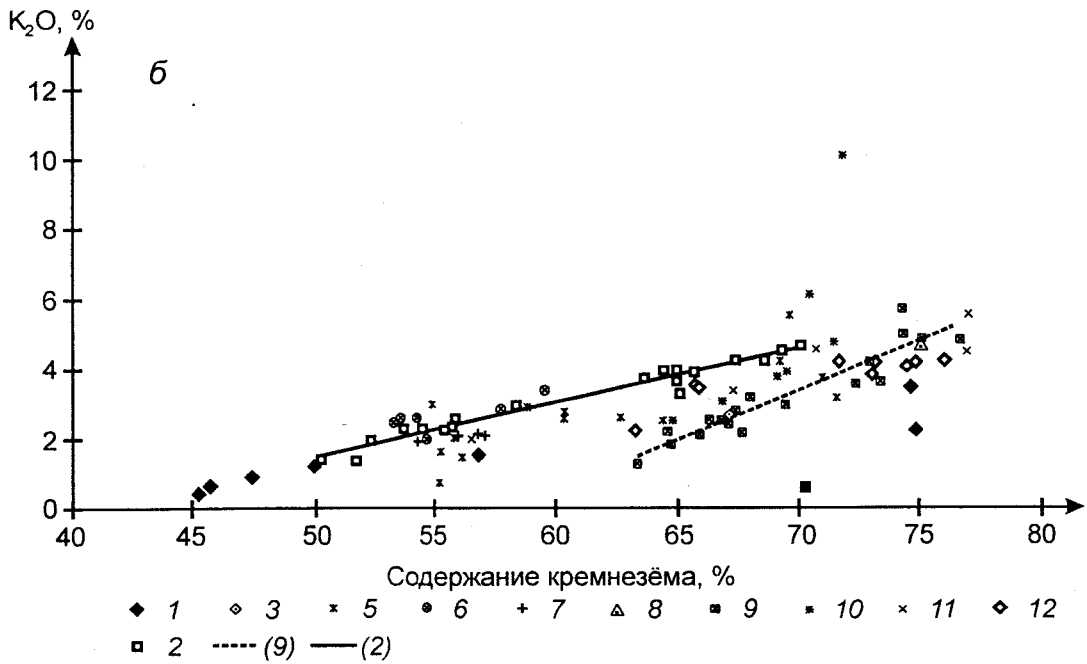
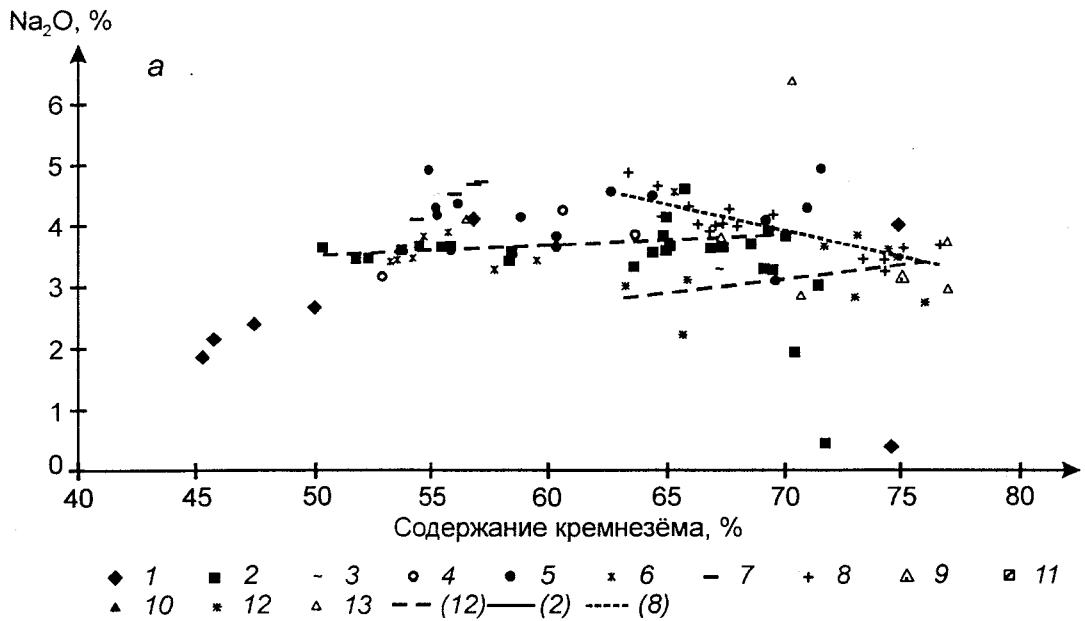


Рис. 1.8. График изменения концентраций окиси натрия (а) и калия (б) в зависимости от кремнекислотности магматических пород Омчакского рудного узла

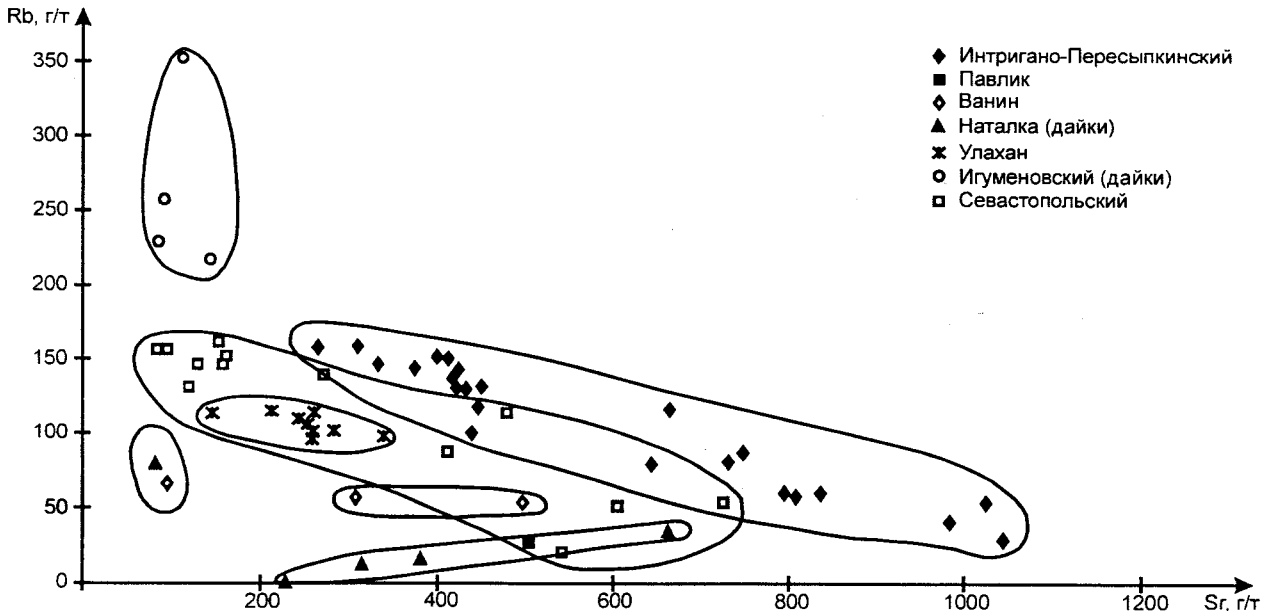


Рис. 1.9. Диаграмма распределения рубидия и стронция в магматических породах Омчакского рудного узла

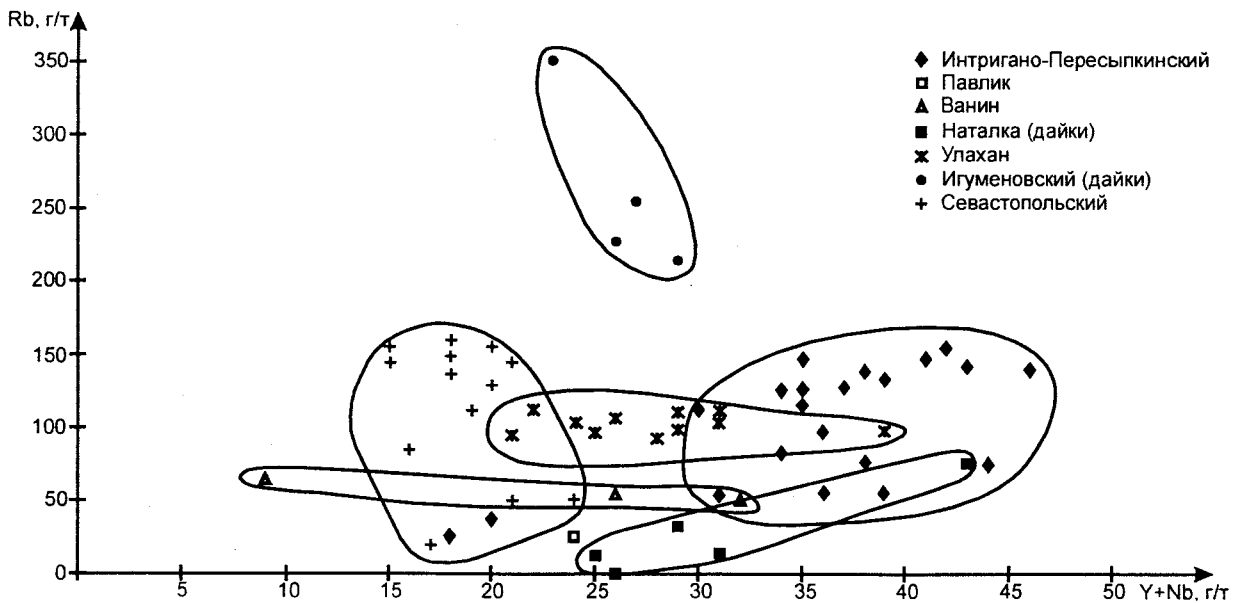


Рис. 1.10. Диаграмма Пирса для магматических пород Омчакского рудного узла

Таблица 1.2

Схемы последовательности формирования магматических тел Омчакского рудно-россыпного узла

В. Д. Володин, Н. П. Аникеев [1962 г.]		П. Н. Аноров и др. [1991 г.]	
Возраст	Магматические комплексы, состав и примеры массивов	Возраст	Магматические комплексы, состав и примеры массивов
J ₃	Дайки порфиритов и спессартитов	J ₃	Лампрофировый (дайки)
J ₃ -K ₁	Колымские граниты (массивы Малые Пороги, Лево-Тенькинский)	J ₃ -K ₁	Сибердыкский (шток Ванин)
K	Охотские (массивы Нечинский, Тенгкечанский, Интригано-Пересыпкинский) в последовательности: габбродиориты, кварцевые диориты; гранодиориты, плагиограниты; граниты - лейкограниты; дайки долеритов, риолитов, базальтов, спессартитов.	K ₁	Чалбыканский (штоки Ванин, Бутуз, массив Тенгкечанский)
		K ₂	Эрикинский (шток Ванин)
		K ₂	Нелькобинский (шток Ытырган)

Таблица 1.3

Магматические ассоциации Омчакского рудного узла

Возрастная серия плутонических пород	Магматические ассоциации	Примеры плутонов
Позднеюрско-раннемеловая	Диорит-гранодиоритовая	Штоки Бутуз, Ванин, дайки Наталкинского рудного поля, Тенгкечанский массив
Меловая	Диорит-гранодиоритовая Гранодиорит-гранитовая	Интригано-Пересыпкинский массив, Нечинские купола
Позднемеловая	Гранит-риолитовая	Дайки в Нечинских массивах, дайки рудного поля Павлик, брекчии Ваннинского штока

Выделенные магматические ассоциации обладают и определенной металлогенической спецификой. Так, с плутонами ранней диорит-гранодиоритовой ассоциации пространственно и хронологически связана золотая минерализация, а с породами меловой серии ассоциируют рудопроявления олова и молибдена.

Термобарогеохимия интрузивного магматизма. Методика исследований. Изучение первичных расплавных включений в породообразующих минералах интрузивных образований позволяет получить данные о температурных условиях кристаллизации минерала-хозяина и в отдельных случаях - о содержании воды в расплаве и составе включений. В наших исследованиях (измерения температур выполнены В. В. Ворцепневым) при нагреве препаратов применялся метод закалки. Нагрев проводился ступенчато, с учетом особенностей исследуемого образца, в муфельной термокамере с рабочей температурой до 1200°C. Время нагрева одной серии включений составляло от 6 до 10-12 ч. При этом фиксировались температуры начала плавления силикатных твердых фаз, гомогенизации, а также тип гомогенизации включений.

Одним из важнейших условий получения температур кристаллизации минерала является выделение класса первичных включений. Для магматического этапа эта задача представляется довольно простой в силу того, что первичных включений, как правило, мало и они либо единичны, располагаясь зонально, а зональны, либо в виде роеобразных скоплений из 3-15 шт.

Вторичные включения в породообразующих минералах характеризуют поздне- и постмагматический этапы развития магматических тел. По агрегатному состоянию позднемагматические являются кристаллофлюидными, а постмагматические близки включениям гидротермального этапа и поэтому методические приемы их изучения практически одинаковы (см. гл. 7).

Результаты исследований. Магматический этап. Основные результаты изучения первичных расплавных включений в минералах интрузивных пород приведены в табл. 1.4. Для диоритов, кварцевых диоритов Интриганского массива, штоков Бутуз, Ванин характерны, в целом, однотипные включения. В плагиоклазе распространены образования призматической, округлой формы размером от первых микрон до 50-70 мкм. По агрегатному состоянию это стекловатые или частично раскристаллизованные включения с мелкорассеянным по всему объему газом. При плавлении твердых фаз отдельные газовые пузырьки объединяются в единое обособление, на долю которого обычно приходится до 10-15 об.% микрополости. Включения либо размещены по зонам роста, либо образуют обособленные азональные группы. Температура гомогенизации их колеблется в пределах 1140-1100°C в Интриганском массиве и 1170-1080°C в штоке Ванин.

Таблица 1.4

**Результаты изучения первичных расплавных включений
в породообразующих минералах изверженных пород рудоносных структур**

Плутон	Порода	Кол-во замеров	Минерал	Агрегатное состояние	Тип гомогенизации	T, °C
Интриганский массив	Кварцевый диорит	13	Плагиоклаз	A>(K+Г)	A+K+Г→ P+Г+A→ P+Г→P	1140-1100
		8	Кварц	A>Г	A+Г→P+Г→P	1080-1070
Шток Ванин	Диорит	38	Плагиоклаз	A>Г	A+Г→P+Г→P	1170-1080
Шток Бутуз	Диорит	8	Кварц	A>Г	A+Г→P+Г→P	1040-1020

Примечание. Фазы: А - аморфная (стекло), К - кристаллическая, Г - газовая, P - расплав, T - температура гомогенизации.

Затвердевшие включения в кварце, как правило, имеют округлую форму, размеры их колеблются от первых микрон до 40-60 мкм. Они приурочены чаще всего к центральным частям минерала и обычно единичны. В отличие от включений в плагиоклазе, газовая фаза во включениях в кварце обычно обособлена. По агрегатному состоянию описываемые образования стекловатые, реже частично раскристаллизованные с газовым пузырьком неправильной формы. Они гомогенизируются в расплав при температуре 1080-1070°C (Интриганский массив) и 1040-1020°C (шток Бутуз). Как для плагиоклаза, так и для кварца характерна единая схема гомогенизации: $Tв + Г \rightarrow Tв + Г + Pс \rightarrow Pс + Г \rightarrow Pс$.

Позднемагматический этап. Как уже отмечалось, данные о позднемагматическом этапе развития интрузивов можно получить на основе изученных вторичных включений минералообразующих сред в прозрачных минералах магматического происхождения. В силу того, что в рассматриваемых породах наиболее удобным для исследований и наиболее информативным является кварц, все наблюдения проводились над этим минералом. Ниже приводится описание включений в той же последовательности, что и для магматического этапа (обобщенные результаты исследований сведены в табл. 1.5).

В кварце кварцевых диоритов Интриганского массива, диоритов штоков Бутуз, Ванин распространены включения, имеющие большое сходство. Одними из самых ранних и высокотемпературных образований являются микросистемы солевых расплавов (10 об.% жидкости) и расплавов-рассолов (10-50 об.% жидкости). Форма включений преимущественно изометричная, размеры колеблются от десятков микрон до 50-90 мкм. Располагаются они чаще всего в трещинах, секущих минерал-хозяин в различных направлениях. Состав твердых фаз, судя по морфологии кристаллов, их изотропности, цвету, температурам растворения, отвечает соединениям типа NaCl и KCl. Температура гомогенизации таких включений находится в интервале 600-570°C (Интриганский массив), 570-510 (шток Бутуз), 640-540 (шток Ванин).

Интересные образования отмечены в кварце штока Ванин. Отдельные включения имеют до 60-70 об.% газовой фазы и 15-20 об.% кристаллов хлоридных минералов. Нагрев таких включений показывает, что растворение твердых фаз происходит при 600°C, а гомогенизация в газ при 750-700°C. Судя по тому, что данные образования не являются аномальными (формируют отдельные сообщества), можно предположить существование на ранней постмагматической стадии пневматолитовой фазы, обогащенной соединениями хлора и содержащей воду. Кроме того, среди описываемых включений встречаются 2-фазовые образования, содержащие до 70-90 об.% газа (сингенетичные включениям солевых расплавов, расплавов-рассолов и имеющие температуры гомогенизации в пределах 520-510°C).

Фазовые превращения вторичных включений в кварце изверженных пород при нагревании

Интрузивное тело	Порода	Кол-во замеров	Состав и поведение флюидов при нагревании					Тип растворов
			Расплавы-рассолы с твердыми фазами				Водно-солевые	
			T ₁	T ₂	C	P		
Массив Интриганский	Кварцевый диорит	51	210-180	600-300	65-37	2,5-1,3	400-150	Хлоридный
Штоки Бутуз, Ванин	Диорит	126	550-300	570-330 750-330	75-41	2,2-1,3	510-200 510-200	

Примечание. T₁ - температура растворения газовой фазы, °C; T_{2,3} - температура гомогенизации соответственно 2- и 3-фазовых включений; C - концентрация растворов (NaCl - экв., мас.%); P - давление флюида, кбар.

Следующие разновидности включений характеризуются относительно небольшими содержаниями минералов хлора в твердой фазе (около 5-20 об.%). Гомогенизация их происходит в интервале 435-280°C. Этим включениям сопутствуют 2-фазовые газово-жидкие образования с близкими температурами гомогенизации. Завершение постмагматической деятельности фиксируется сериями газово-жидких включений, имеющих температуру гомогенизации 250-150°C.

Рассматривая включения с хлорсодержащими минералами в целом, с учетом особенностей их температурных превращений, можно определить концентрацию минералообразующих растворов в 75-37 мас.% экв. NaCl, давление флюида при этом оценивается в 2,5-1,3 кбар.

Включения в кварце кварц-полевошпатовых жил, находящихся в экзоконтакте Интриганского массива и штока Бутуз, представляют собой полные аналоги вышеописанных (от высокотемпературных включений солевых расплавов, расплавов-рассолов до низкотемпературных газово-водных образований). Включения с солями гомогенизируются при 560-320°C; концентрация растворов (в экв. NaCl) составляет 57-40 мас.% при давлении флюида 2,9-0,9 кбар. Сосуществующие газово-жидкие включения гомогенизируются в интервале температур 550-300°C. Как и в предыдущем случае, заключительная стадия постмагматического развития определяется низкотемпературными, газово-жидкими образованиями с диапазоном гомогенизации 300-130°C.

Основные результаты наблюдений показывают, что постмагматический этап в диоритах, кварцевых диоритах начинается в условиях высоких температур (750-700°C) и высоких концентраций солевых расплавов. С понижением температуры происходит уменьшение их концентрации до расплавов-рассолов, рассолов и растворов. Однонаправленно со снижением температуры происходит уменьшение давления флюида. На всем протяжении постмагматической деятельности отмечается гетерогенность отделившегося от расплава флюида. Кварц-полевошпатовые жилы, имеющие идентичные наборы включений, по-видимому, можно отнести к производным рассматриваемых флюидов.

1.4. Особенности метаморфизма осадочных пород

Развитие регионального метаморфизма, сопровождающего различного рода дислокационные процессы и формирование гранитоидных комплексов, большинство исследователей рассматривают как неотъемлемую составляющую позднемезозойской металлогении изученной территории. Являясь частью метаморфического пояса мезозойской Колымы [Геология..., 1970], измененные породы Аян-Юряхского антиклинория и структур более низкого порядка (Тенькинской антиклинали, Омчакской площади) относятся к зеленосланцевой и амфиболитовой фациям метаморфизма, отвечающей андалузит-силлиманитовому типу изменений (рис.1.11). Начало метаморфических процессов предшествует внедрению гранитных интрузивов. Зоны регионально-метаморфизованных пород либо прилегают к околоконтактовым ореолам роговиков, окаймляющих гранитные плутоны, либо срезаются роговиками [Гельман, 2000].

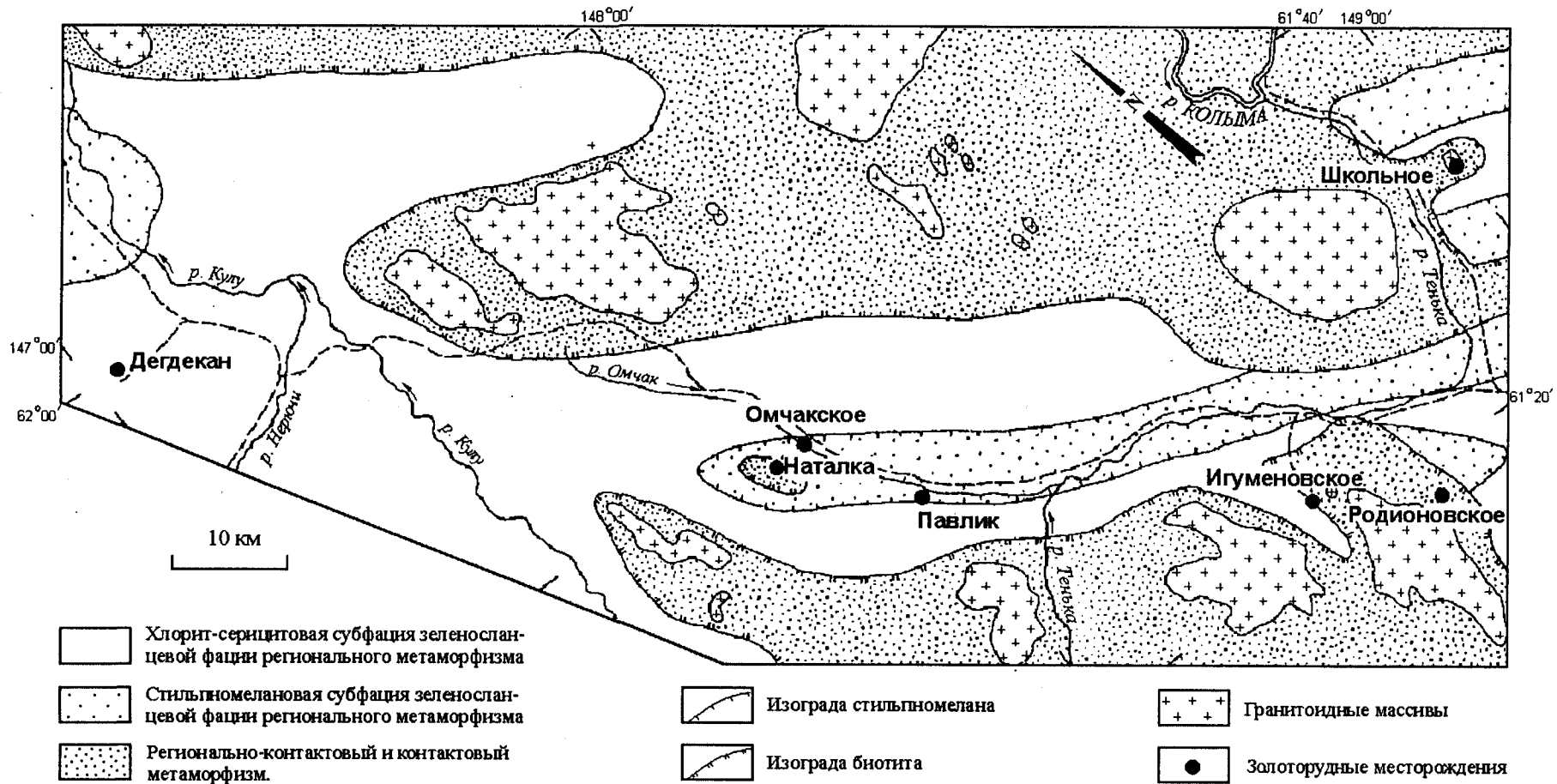


Рис. 1.11. Схема распространения фаций прогрессивного метаморфизма (составлена на основе карты М. Л. Гельмана, М. П. Крутоус, А. У. Филиппова и О. Г. Эпштейна, 1976 г.) [Ворошин и др., 2006]

Этап ранних деформаций осадочных толщ и начало метаморфизма протекали одновременно с интрузивным магматизмом дайкового типа. Положение даек определяется трещинными системами регионального кливажа. Наиболее ранние дайки, располагаясь в ореолах роговиков вдоль границ с гранитными телами, подверглись деформациям и контактовому метаморфизму.

Максимальные метаморфические изменения приурочены к крупным разломам. Текстура метаморфизованных пород часто катакластическая. Метаморфические пояса имеют зональное строение. В ядрах антиклиналей, с хорошо проявленными следами термического воздействия, расположены гранитоидные массивы. Ширина зон метаморфического влияния гранитоидов достигает десятков километров, и поэтому подобные зоны отнесены к типу регионально-контактовых.

Минеральный состав измененных пород свидетельствует о наличии прогрессивной и регрессивной стадий метаморфизма. Прогрессивная стадия характеризуется зеленосланцевой метаморфической фацией с зональностью от периферических полей к центральным частям зон метаморфизма по схеме: ильменит-фенгитовые - двуслюдяные - кварц-кордиерит-биотитовые (с андалузитом) сланцы. Карбонатные слои, встречающиеся в составе терригенных толщ, превращаются в скарноиды, отвечающие по составу роговикам гроссулярового, гроссуляр-волластонит-диопсидового и других типов.

Продукты регрессивной стадии зеленосланцевого метаморфизма наиболее ярко проявлены в зонах тектонических нарушений и, по-видимому, имеют гидротермальную природу. Они нашли выражение в виде карбонатизации, окварцевания, сульфидизации, хлоритизации и гидрослюдизации. Расположение чешуйчатых минералов контролируется элементами текстуры метаморфической природы и их приуроченностью к зонам околорудных метасоматитов. Сульфидизация (обычно пиритизация, иногда с пирротинном) носит объемный характер и нередко содержит золото. В околорудных метасоматитах широко развит золотоносный арсенопирит.

Практически повсеместно осадочные породы обогащены углеродистым веществом, указывающим на проявление интенсивного углеродистого метасоматоза. Выделения углеродистого вещества имеют отчетливо наложенный характер, несмотря на обычную приуроченность к трещинам кливажа и плоскостям сланцеватости. Концентрация его обычно составляет 1,5-2,0% [Гельман, 2000]. Углеродистому метасоматозу обычно сопутствуют окварцевание и сульфидизация.

Совмещенный характер следов метаморфизма различного происхождения - регионально-контактового, дислокационного и гидротермального - является характерным признаком рудно-магматических узлов изученной территории и Яно-Колымской складчатой области в целом.

1.5. Особенности размещения и формационные свойства золоторудных месторождений

Особенности размещения золотой минерализации. Омчакский рудно-россыпной узел входит в обширную металлогеническую провинцию с профилирующим золото-кварцевым оруденением. Закономерностям размещения, структурно-геологическим и минералого-геохимическим особенностям формирования месторождений этой территории посвящены многочисленные работы П. И. Скорнякова, Л. В. Фирсова, Н. А. Шилов, М. Л. Гельмана, А. И. Калинина, А. И. Федотова и авторов настоящей работы. Итоги этих исследований в общем виде могут быть сведены к следующему:

золотое оруденение Омчакского рудно-россыпного узла локализовано в складчатой структуре, являющейся элементом структур более высоких порядков (Тенькинской антиклинали, Аян-Юряхского антиклинория) в обрамлении Охотского массива (микроконтинента) дорифейской консолидации, Балыгычанского массива (микроконтинента) позднепалеозой-мезозойского возраста и, вместе с тем, в зоне влияния Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (в перивулканической зоне) мелового этапа развития;

в формировании, размещении и преобразовании золотой минерализации ведущая роль принадлежит процессам регионального дислокационного и термического метаморфизма, раннеорогенного гранитоидного магматизма (в том числе дайкового типа) и, по-видимому, вулканоплутонизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса как структуры комплекса - показателя формирования позднемезозойской зрелой континентальной коры;

региональные метаморфические, раннеорогенные плутонические и позднеорогенные вулканоплутонические процессы характеризуются последовательностью развития, индивидуальными металлогеническими особенностями, пространственной совмещенностью продуктов их проявления и унаследованностью развития рудовмещающих структур;

рудно-россыпной узел и рудные поля отдельных месторождений выражены аномалиями золота в потоках рассеяния с концентрациями до 32 мг/т, в литохимических ореолах - ореолами золота, мышьяка и вольфрама;

на природу золотого оруденения Омчакского узла, при общем мнении о принадлежности его к малосульфидной золото-кварцевой формации, высказаны различные точки зрения: близповерхностное эпитермальное (П. И. Скорняков), среднеглубинное метаморфогенно-коллоидное (Л. В. Фирсов), среднеглубинное в связи с процессами регионального метаморфизма при большой роли глубинных магматических очагов (М. Л. Гельман), среднеглубинное плутоногенно-гидротермальное (Н. А. Шило), среднеглубинное метаморфогенно-магматогенное (В. И. Гончаров), среднеглубинное метаморфогенное (С. В. Ворошин).

Рассматривая структурное положение золотой минерализации в регионе, его, как нам представляется, не следует выделять из общей картины размещения золотого оруденения в пределах Колымской части Яно-Колымского золотоносного пояса. Обобщение исследований, проведенных в различные годы по вопросу структурного положения золотой минерализации на площади Верхне-Колымского района, выполненное М. Л. Гельманом [2000], показало следующее. В регионе золотое оруденение повсеместно связано с поясами распространения гранитных батолитов и сопряженных с ними поясов регионального метаморфизма. Все значимые концентрации металла (рудопоявления, месторождения) приурочены к структурам, контролирующим положение площадей регрессивного метаморфизма. Возраст золотого оруденения везде совпадает с возрастом продуктов регрессивной стадии регионального метаморфизма. Максимальной продуктивностью отличаются рифтогенные прогибы на поздней стадии их развития. Почти все рудные и россыпные месторождения золота сконцентрированы в зонах зеленосланцевого метаморфизма и лишь иногда в ореолах ороговикования гранитоидных массивов. Достаточно хорошо проявлена зональность минерализации относительно площадей распространения батолитов, объединенных общим полем повышенного метаморфизма осадочных толщ. Известны примеры минералогической зональности руд относительно малых интрузивных тел. Все отмеченное в равной мере может быть отнесено и к Омчакскому рудно-россыпному узлу.

Формационные свойства золотого оруденения. Как уже отмечалось, многие черты геологического строения рассматриваемой территории и, прежде всего, особенности проявления магматизма связаны с положением Омчакского рудно-россыпного узла и Тенькинского рудного района в целом в складчатых комплексах в зоне влияния региональных структур различного возраста и геологической природы - Охотского и Балыгычанского микроконтинентов и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. На изученной площади развиты позднеюрско-раннемеловая, меловая и позднемеловая возрастные серии плутонических пород. Первая из них представлена диорит-гранодиоритовой, вторая - диорит-гранодиоритовой и гранодиорит-гранитовой и третья - гранит-риолитовой (включая жерловые фации) магматическими ассоциациями. Металлогенические последствия каждого из этапов проявления магматизма нашли отражение и в характере развития оруденения в наиболее известных рудно-россыпных узлах, локализованных в структурах юго-восточного окончания Аян-Юрхского антиклинория: Бургагинском - с месторождением Школьное; Пионерском - с объектами Родионовское, Клин, Игуменовское и Омчакском - с уникальным Наталкинским и менее крупными Омчакским и Павликовским месторождениями.

В частности, месторождение Школьное, приуроченное к небольшому многоfazному гранитоидному штоку с возрастом 158-126 млн лет (поздняя юра - ранний мел), прорванному дайками гранит-порфиров, риолитов, аплитов и лампрофиров, было сформировано, как считается, в два этапа (золото-редкометалльный и золото-кварцевый), разделенных внедрением даек лампрофиров. Между тем, широкое проявление в его рудах электрума, кюстелита, фрейбергита, серебряных сульфосолей и аргентита со всей очевидностью указывает и на третий, позднемеловой этап с участием в процессах накопления источников вещества, сформировавших золото-серебряную минерализацию многочисленных проявлений рядом расположенного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Интересен металлогенический облик Пионерского рудно-россыпного узла с месторождениями Игуменовское, Клин и Родионовское, расположенными вдоль Тенькинского разлома между Омчакским и Бургагинским узлами. Как показала Е. Э. Тюкова [1989], в рудных зонах этих месторождений пространственно совмещены минеральные комплексы трех формационных типов - золото-кварцевого, золото-редкометалльного и золото-серебряного. Золото-кварцевая минерализация свойственна рудным зонам на всем их протяжении. Золото-редкометалльная, образуя несколько отличающихся по составу минеральных ассоциаций, характеризуется зональным распределением их относительно гранитоидных массивов. Наконец, золото-серебросодержащие жильно-прожилковые образования, подчеркивая смену плана деформаций рудных полей на заключительном этапе их формирования, являются секущими по отношению к рудным телам и зонам других типов. Минералами-индикаторами месторождений золото-кварцевого формационного типа выступают золото, золото-редкометалльного - касситерит и висмутин, золото-серебряного - акантит, серебро самородное, халцедон и адуляр.

В рудноформационном отношении заслуживают внимания результаты дополнительно проведенных минералогических исследований рудных зон Наталкинского месторождения. Установлены ранее не известные акантит, самородное серебро, серебросодержащий пентландит, касситерит, кобальтин, миллерит, фаза раммельсбергита, брейтгауптит, самородное железо [Tyukova et al., 1995]. Присутствие среди этих минералов серебросодержащих фаз, с одной стороны, свидетельствует в пользу мнения П. И. Скорнякова о Наталкинском месторождении как об эпитермальном, с другой - подчеркивает редкометалльный облик объекта с необычной ассоциацией, характерной для платиноидных месторождений. В связи с изложенным, а также принимая во внимание повышенные содержания в рудных зонах углеродистого вещества, традиционные представления о Наталкинском месторождении как о представителе малосульфидной золото-кварцевой формации должны быть пересмотрены. По-видимому, правильной будет отнесение этого месторождения к золото-углеродистой платина-палладийсодержащей рудной формации.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НАТАЛКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ. ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ НА ПЛОЩАДИ УЗЛА

Сведения о геологическом строении, особенностях размещения и формах проявления оруденения на Наталкинском и других месторождениях рудного узла (Омчакском, Павликовском) приводятся по данным Е. П. Машко [1946 г.], Г. И. Топуновой [1947 г.], И. С. Сескутова [1952 г.], Г. Г. Гришина [1955 г.], Е. П. Громовой и П. И. Скорнякова [1955 г.], В. Д. Володина и др. [1956 г.], Р. А. Еремина и др. [1981 г.], Б. О. Иванюка и др. [1983], А. М. Жирнова [1984], С. В. Межова [2000], С. В. Ворошина и др. [2000б].

2.1. Наталкинское месторождение

Наталкинское месторождение является наиболее изученным среди месторождений Омчакского рудно-россыпного узла. Оно находится на северном фланге узла и расположено главным образом в средней части бассейна руч. Наталка, выходя своими флангами в долины руч. Геологический (на северо-западе) и Глухарь (на юго-востоке). Рельеф в районе рудного поля месторождения представляет типичное мелкогорье. Долина руч. Наталка резко асимметрична, слабо террасирована и имеет пологий левый и крутой правый склоны; долина руч. Геологический - узкая V-образная, глубоко врезанная и лишь в верховьях становится резко асимметричной с пологим левым склоном. Водораздельные отметки достигают 965 м, относительные же превышения составляют не более 200 м.

2.1.1. Геолого-структурная позиция рудного поля

Рудное поле Наталкинское месторождения располагается в зоне Тенькинского глубинного разлома, являясь частью Омчакского рудно-россыпного узла. Большинство исследователей Омчакский рудно-россыпной узел рассматривают как составной элемент Тенькинской золотоносной зоны, совпадающей с северо-западным простиранием основных структурных элементов юго-восточного окончания Аян-Юряхского антиклинория - Тенькинской антиклиналью и глубинным разломом, существование которого предположил еще в 1941 г. Х. И. Калугин. Разлом приурочен к своду антиклинали и в работах последних лет называется Тенькинским (см. рис. 1.2). Как единая структура Тенькинский разлом прослежен на протяжении 300 км от среднего течения р. Детрин (в районе пос. Усть-Омчуг) на юго-востоке до верховьев р. Аян-Юрях на северо-западе, где он сочленяется с Аян-Юряхским глубинным разломом. Максимальная ширина зоны нарушений в полосе глубинного разлома в пределах описываемой площади достигает 14 км (рис. 2.1).

По данным гравиметрических исследований, Тенькинский разлом характеризуется валоподобным поднятием поверхности Мохоровичича, ориентированным в северо-западном направлении. Граница раздела верхней мантии и коры устанавливается здесь на глубинах около 35 км [Вашилов, 1963, 1970]. Фундамент мезозойд в этой зоне также приподнят на 1,0-1,5 км (см. рис. 2.1). По данным М. П. Крутоус [1991], в пределах глубинного разлома породы преобразованы в стильномелановой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Заложение Тенькинского разлома произошло, вероятно, в дораннепермское время. О существовании его уже в раннепермское время, по мнению В. Д. Володина [1962], свидетельствуют пирокластические образования атканской свиты.

Примерно в центральной части Тенькинского глубинного разлома прослежено наиболее крупное тектоническое нарушение локального плана, называемое большинством исследователей Омчакским разломом. Е. П. Машко [1949 г.] считал его главным в системе разрывных нарушений Тенькинского разлома и называл «осевым швом».

Вблизи месторождения Омчакский разлом наиболее полно изучен в долине р. Омчак между руч. Геологический и База по поверхностным и подземным горным выработкам, скважинам и в плотике отрабо-

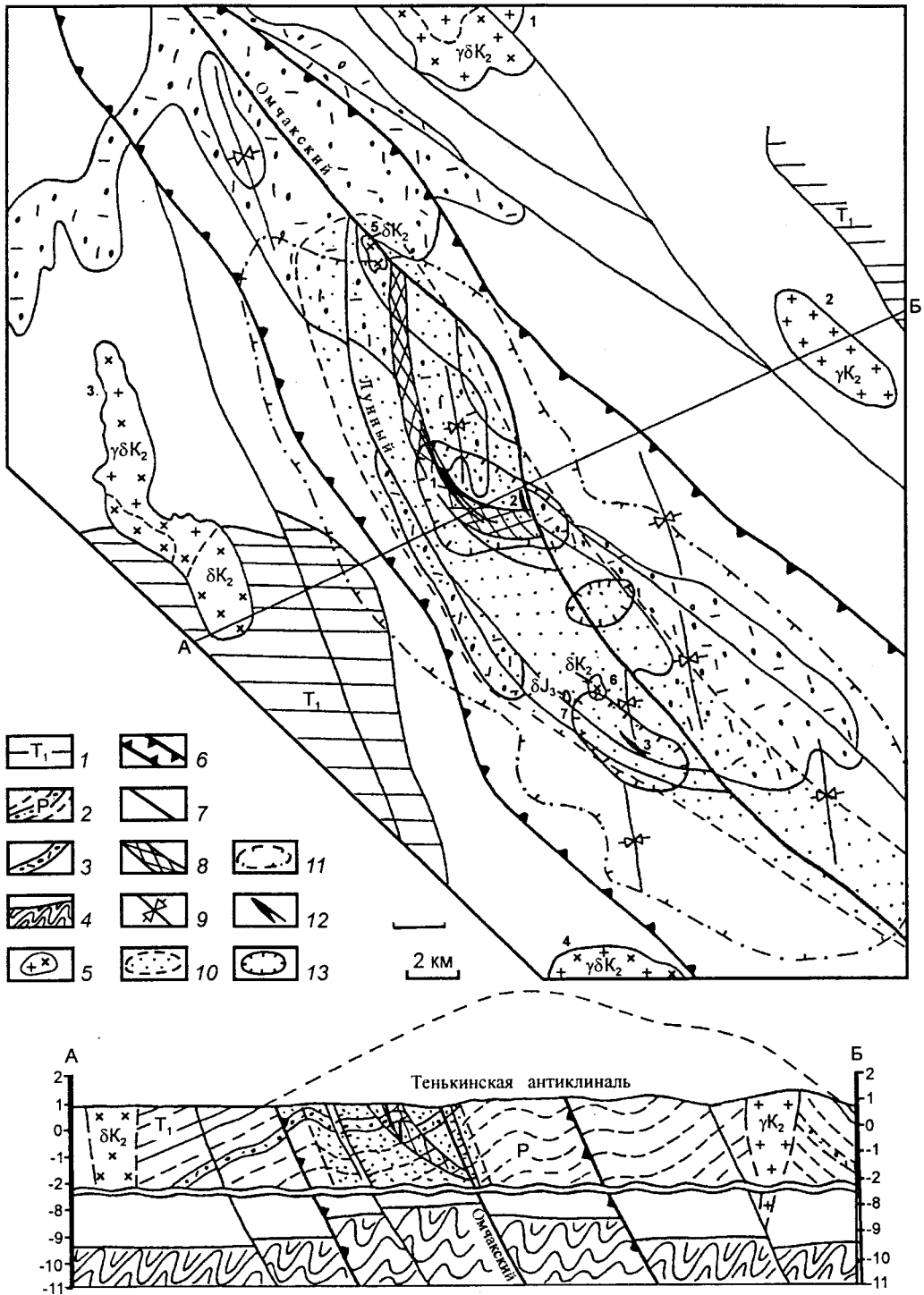


Рис. 2.1. Тектоническая схема Омчакского рудного узла: 1 - алевро-глинистые отложения нижнего триаса; 2 - пермские отложения; 3 - диамиктиты атканской свиты; 4 - фундамент мезозойд; 5 - гранитоидные массивы позднего мела; 6 - границы Тенькинского глубинного разлома (по Карелину и др., 1985 г.); 7 - разломы; 8 - Наталкинская разломная зона (по Машко, 1949 г.); 9 - оси синклиналичных складок; 10 - стильпномелановая субфация зеленосланцевой фации регионального метаморфизма (по Egehin et al. [1994]); 11 - контур Омчакского рудного узла по шлиховому ореолу (по Володину, 1962 г.); 12 - золоторудные месторождения: Наталкинское (1), Омчакское (2), Павликовское (3); 13 - участки повышенной проницаемости горных пород, проявленные локальными аномалиями U и K (по Кузьмину, 1979 г.). Названия гранитоидных массивов и штоков: 1 - Нечинский, 2 - Мираж, 3 - Интриганский, 4 - Тенгкечан, 5 - Бутуз, 6 - Ванин, 7 - Вилка

таных полигонов. Он представлен здесь серией субпараллельных и оперяющих их трещин, зон дробления и развальцевания. Мощность дробленых пород одной из таких зон в приустьевой части руч. Геологический и Наталкинский около 100 м. Зоны развальцевания пронизаны дайками диоритовых порфиров и кварц-альбитовых порфиров, имеющими самые причудливые очертания, крайне непостоянную мощность по простиранию и падению и небольшую протяженность. Южнее, на правобережной террасе р. Омчак, распространены главным образом трещины, оперяющие «осевой шов» и ориентированные к нему под углами 20-30°. Эти трещины вмещают золоторудные тела Омчакского месторождения. Движения по разломам носили взбросо-сдвиговый характер с амплитудой до 400 м.

По вопросу структурной позиции Наталкинского рудного поля существуют разные мнения, однако все исследователи решающую роль в формировании структуры рудного поля придают разрывным нарушениям.

Е. П. Машко, изучавший месторождение на начальном этапе (до 1950 г.), считал, что положение месторождения контролируется разрывными нарушениями, отчленяющимися от «осевого шва» (Омчакского разлома). Несколько позднее (1954-1956 гг.) В. Д. Володин решающую роль в контроле оруденения отводил поперечному дорудному Глухаринскому разлому, который, по его мнению, служил каналом для поступления золотосодержащих гидротермальных растворов с глубины. В. П. Плутешко отмечал, что границы Омчакского рудного узла совпадают с контуром треугольника, образованного локальными глубинными разломами северо-западного (Омчакским), меридионального (Интригано-Нечинским) и широтного (Южным) простирания.

В результате проведенных в 1979-1982 гг. геолого-структурных исследований А. М. Жирнов [1984] сделал заключение о том, что Наталкинское рудное поле приурочено к западной части купольно-кольцевой морфоструктуры, образованной на участке сочленения северо-западного (Омчакского) магмоконтролирующего разлома с протяженным скрытым разломом фундамента (Инякано-Колымским) широтного простирания и генетически связанной с залегающим на глубине интрузивным телом.

По мнению группы исследователей из СВКНИИ ДВНЦ АН СССР (1979-1983 гг., В. Г. Шахтыров, Р. А. Еремин), положение Омчакского золоторудного узла в рудном районе определяется его приуроченностью к центральной части Интригано-Омчакского магматогенно-тектонического купола, а общая конфигурация Наталкинского рудного поля обусловлена проявлением дорудных региональных сдвиговых (левых) деформаций в фундаменте, в результате которых и сформировался Z-образный рисунок структуры поля. Юго-восточная часть Z-образной структуры, в понимании В. Г. Шахтырова, соответствует южной части Наталкинского рудного поля. Эти же исследователи пришли к заключению о размещении Наталкинского рудного поля в замковой части рубцовой антиклинали, сформированной в процессе магматического диапиризма и сдвиговых деформаций с явлениями разуплотнения деформированных глинистых сланцев и алевролитов верхнепермских отложений и, возможно, фундамента вдоль зоны глубинного сдвига.

А. И. Калинин и др. [1992] считают, что положение Омчакского рудного узла в региональных структурах определяется его приуроченностью к узлу пересечения глубинных долгоживущих разломов двух направлений: северо-западного Тенькинского (Омчакского) и меридионального Кулинского, возбужденного в эпоху тектоно-магматической активизации мезозоид.

Ныне работающие на месторождении геологи во взглядах на структурное положение Наталкинского месторождения придерживаются точки зрения Е. П. Машко. Как показано на тектонической схеме Омчакского рудного узла (см. рис. 2.1), составленной С. В. Межовым [2000] с использованием геологических карт разных масштабов (от 1:10 000 до 1:200 000), Наталкинское и Павликовское месторождения приурочены к тектоническим нарушениям, ответвляющимся от Омчакского разлома в месте его изгиба. Виргация Омчакского разлома привела к образованию участков повышенной проницаемости горных пород, положение которых подчеркивается высокой концентрацией позднеюрских даек диоритовых порфиров, микродиоритов и спессартитов, размещением небольших интрузивов раннемелового возраста (штоки Бутуз и Ванин), отличающихся сложным составом - от кварцевых диоритов до риолитов, а также проявлением трех локальных аномалий урана и калия. В северной аномалии располагаются Наталкинское и Омчакское месторождения, на площади южной размещено Павликовское, а к промежуточной между ними приурочено рудопроявление База, перспективы которого в свете изложенного представляются высокими.

Основной рудовмещающей структурой Наталкинского месторождения служит Наталкинская разрывная зона (рис. 2.2), впервые выделенная и описанная Е. П. Машко в 1949 г. Ее ширина примерно 1,0 км, протяженность около 12 км. Простираение северной части зоны субмеридиональное. На месторождении она начинает разворачиваться на восток и в месте сочленения с Омчакским разломом приобретает широтное направление.

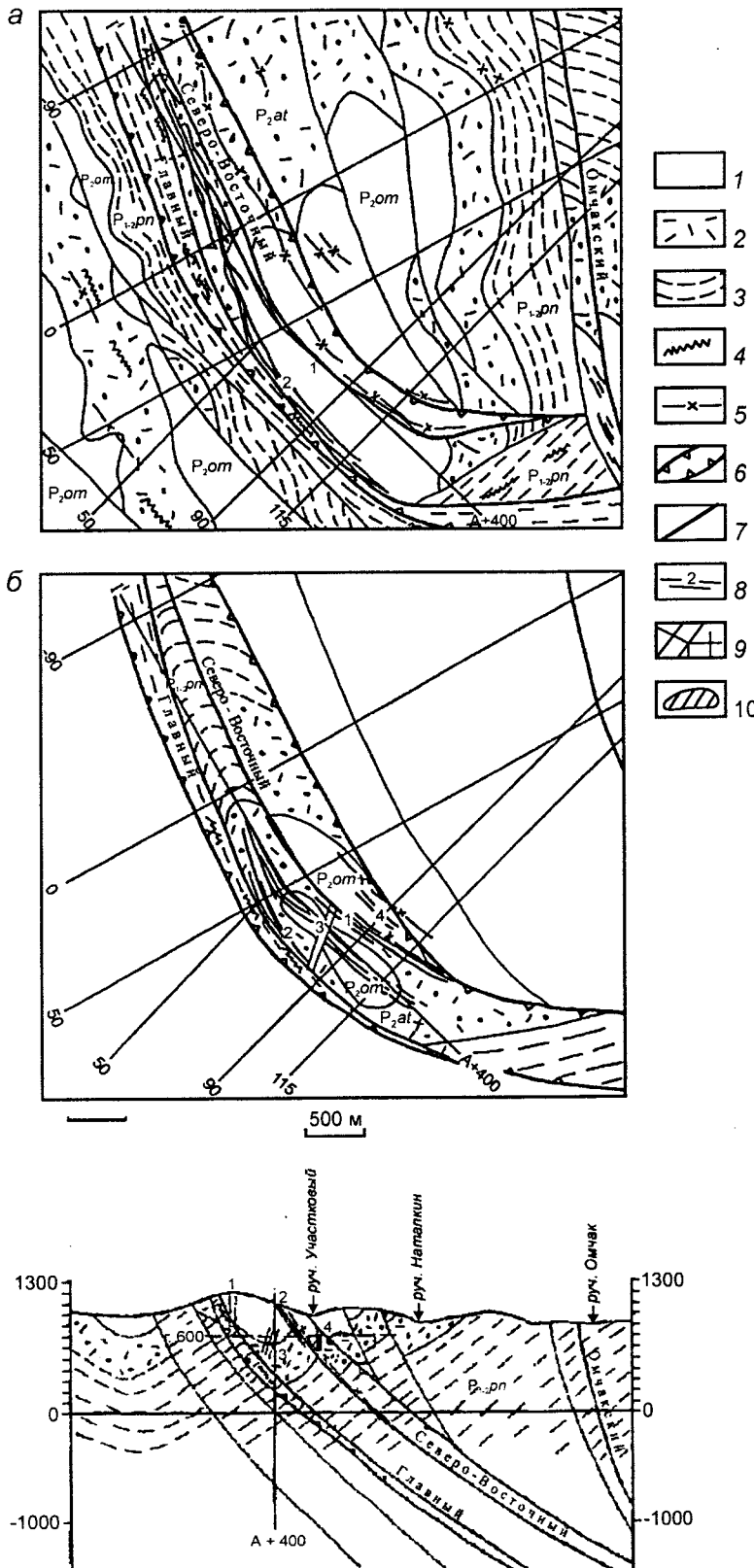


Рис. 2.2. Геолого-структурные схемы Наталкинского рудного поля: а - поверхность, б - горизонт 600 м. 1-3 - терригенные отложения омчакской (1), атканской (2) и пионерской (3) свит; 4 - дайки кислого состава; 5 - дайки основного состава; 6 - границы Наталкинской разрывной зоны; 7 - разломы; 8 - рудные зоны (цифрами обозначены ветви рудных зон: 1 - Северо-Восточная, 2 - Юго-Западная, 3 - Центральная, 4 - Перспективная); 9 - линии поперечных и продольных разрезов; 10 - контур промышленного оруденения на продольном разрезе

Вторым по значимости рудоконтролирующим фактором для Наталкинского месторождения является литологический. Подавляющая часть рудных зон с промышленными содержаниями локализована в диамиктитах атканской свиты позднепермского возраста, повышенная проницаемость которых, по-видимому, и определила высокие рудолокализирующие возможности пород свиты (рис. 2.3, 2.4).

По результатам дополнительно проведенных в последние годы исследований В. Г. Шахтыров интерпретирует структуру Наталкинского месторождения как левостороннюю кулису Тенькинского малоамплитудного сдвига, которая деформирована (Z-образно изогнута) при более поздних тектонических движениях. В юго-восточной части разломная кулиса прорезана швом Омчакского разлома, в результате чего от нее отделен небольшой отрезок, оказавшийся в настоящее время по левобережью р. Омчак. На участке сочленения (наложения, совмещения, пересечения) шва продольного Омчакского разлома и Наталкинской кулисы сформировано Омчакское месторождение.

Рудовмещающие разломы рудного поля Наталкинского месторождения в центральной части ориентированы по азимуту 320-340°, образуя с простиранием осадочных пород углы 35-40°. На

Рис. 2.3. Геолого-структурный разрез по линии 90 (усл. обозн. см. на рис. 2.2)

участке примыкания к долине р. Омчак вся трещинная система испытывает довольно существенный изгиб, становится сначала субширотной, а в долине р. Омчак - даже северо-восточной. В северо-западном окончании трещинная система также испытывает небольшой изгиб, но к западу. Общий структурный рисунок рудовмещающей трещинной системы Z-образный. В юго-восточном загибе разломы падают к северу под углом 60° , по направлению к центральной части падение становится почти вертикальным, в северо-западном окончании проявляется тенденция к юго-западному падению, т. е. объемная фигура трещинной системы Наталкинского рудного поля имеет форму пропеллера. Подобные структуры получены экспериментальным путем и характеризуют эшелонированные трещинные кулисы сдвигов.

В более детальном плане Наталкинская трещинная система в юго-восточном направлении разобщается на две ветви: юго-западную, получившую название Стержневой (с рудными телами 6/9-72), и северо-восточную - Майскую - Участковую (рис. 2.5). Падение рудовмещающих дизъюнктивов в этих ветвях преимущественно северо-восточное: в Стержневой группе рудных тел, расположенной ближе к центральной крутопадающей части рудного поля, $70-85^\circ$, в Майской - Участковой - $45-60^\circ$.

2.1.2. Литология вмещающих пород

На площади Наталкинского месторождения развиты осадочные породы позднепермского возраста (см. рис. 1.3), подразделяемые на пионерскую (нижнюю), атканскую (среднюю) и омчакскую (верхнюю) свиты. Фаунистически в рудном поле они охарактеризованы плохо, и расчленение терригенной толщи пород ведется по литологическому признаку. Выделение свит издавна основано на стратиграфическом положении их в разрезе относительно маркирующей пачки пород, сложенной туфогенными диамиктитами атканской свиты, с характерными внешне выраженными признаками пятнистости, так называемыми рябчиками.

Отложения пионерской свиты распространены на правобережье р. Омчак и вдоль Главного разлома по периметру площади месторождения. Свита сложена темно-серыми углисто-глинистыми и алевроглинистыми пиритизированными сланцами, неяснослоистыми, с редкой вулканомиктовой примесью алевролитов, иногда прослоями и линзами известковистых песчаников и гравелитов. В средней части свиты встречаются маломощные пласты и линзы песчаников. В верхней ее части наблюдается грубое и тонкое переслаивание пелитовых, алевроитовых и псаммитовых разновидностей пород.

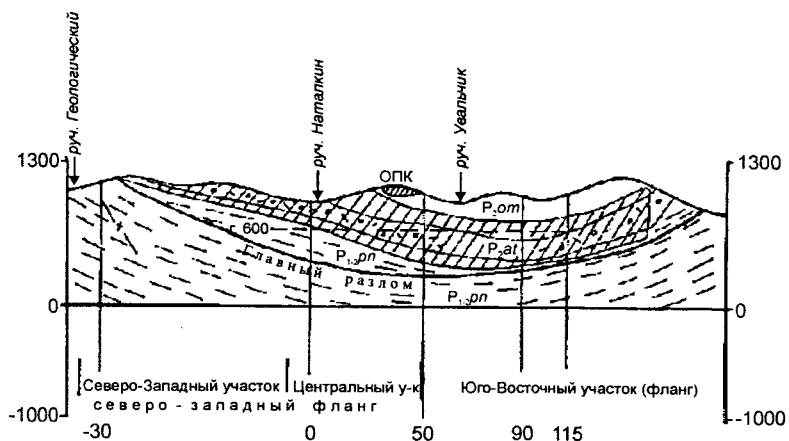


Рис. 2.4. Продольный геолого-структурный разрез по линии I-A+400 (усл. обозн. см. на рис. 2.2)

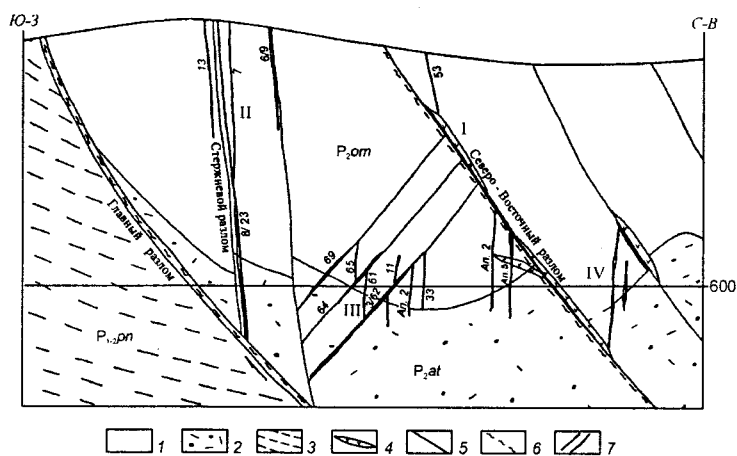


Рис. 2.5. Обобщенный схематический разрез юго-восточного фланга Наталкинского месторождения: 1-3 - терригенные отложения омчакской (1), атканской (2) и пионерской (3) свит; 4 - разломы; 5 - приразломный тектонит; 6 - рудные зоны; 7 - ветви рудных зон: I - Северо-Восточная, II - Юго-Западная, III - Центральная, IV - Перспективная

Текстура пород пионерской свиты сланцевая, структура - пелитовая, алевритовая. Цементирующая пелитовая масса участками пигментирована углистым веществом, рассеянным в виде пятен сложных очертаний. В зонах разлома породы интенсивно рассланцованы, а также развальцованы и милонитизированы. Видимая мощность свиты более 850 м.

Породы атканской свиты занимают большую часть площади месторождения и выходят на поверхность на крыльях Наталкинской синклинали в центральной части месторождения. Свита сложена диамиктитами («рябчиками») и сланцами. Встречаются пласты и линзы углисто-глинистых сланцев, тонкослоистых алевролитов, песчаников и гравелитов. В основании свиты залегает прерывистый горизонт мелкогалечных конгломератов и гравелитов, в ее верхней части встречаются линзы гравелитов. Снизу вверх по разрезу атканской свиты происходит уменьшение количества вулканомиктовой примеси и размеров валунов, гальки, гравия. Отмечены отдельные находки фауны. Мощность свиты 300 м.

Толща пород Омчакской свиты слагает ядро Наталкинской синклинали и выходит на поверхность в центральной части месторождения. Нижняя часть свиты сложена алевролитами с вулканомиктовой примесью псаммитовой размерности, пластами и линзами алевро-глинистых сланцев и гравелитов. В ее основании встречаются пласты и линзы гравийных алевролитов. Верхняя часть свиты представлена песчанистыми алевролитами с грубой и тонкой слоистостью, мелкозернистыми полимиктовыми (реже - аркозовыми) песчаниками и алевро-глинистыми сланцами. В отложениях свиты иногда встречаются окаменелости, датированные как позднепермские. В целом омчакская свита отличается ритмичным переслаиванием пород, преобладанием их грубозернистых разновидностей при подчиненной роли вулканомиктового материала. Общая мощность свиты более 600 м.

В результате исследований, проведенных сотрудниками ИЛС АН СССР, ГИНалмаззолото и ИЯФ АН УзССР, выявлена сильная обогащенность пород пионерской свиты серой (0,5%) и хлором (0,09%), пород атканской свиты - железом. При этом содержания органического углерода в них уменьшаются в 2-2,5 раза по сравнению с перекрывающими и подстилающими породами, достигая концентраций 0,53%. В вышележащей омчакской свите на долю углерода приходится 0,93%, а в подстилающих породах родионовской свиты - 1,3%.

По данным нейтронно-активационного анализа, в породах различных свит установлены содержания золота: в пионерской свите от 0,001 до 0,170 г/т (среднее 0,044), в атканской - от 0,001 до 0,110 г/т (среднее 0,066), в омчакской - от 0,001 до 0,067 г/т (среднее 0,010).

2.1.3. Метаморфические и метасоматические изменения осадочных пород

Изучением метаморфизма пород района в течение многих лет занимались М. Л. Гельман [1976] и М. П. Крутоус [1989, 1991]. Ниже по данным этих исследователей приведена краткая характеристика метаморфических изменений осадочных пород.

Начиная с позднеюрского времени в терригенных отложениях Наталкинского рудного поля происходили процессы прогрессивного регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, которые сопровождали заключительные стадии геосинклинального развития территории вне видимой связи с магматизмом. Выделены хлорит-серицитовая и стильпномелановая субфации изменений (см. рис. 1.10). Степень регионального метаморфизма не зависит от возраста исходных пород.

Широкое развитие в рудном районе и в Яно-Колымском поясе гранитоидного магматизма привело к возникновению площадей с интенсивно выраженным региональным плутоническим (прогрессивным) метаморфизмом, который в исследованном районе контролируется зоной Тенькинского глубинного разлома. Характерные признаки метаморфизма этого типа - присутствие в составе метаморфитов зеленосланцевой фации изменения порфиروبласт ильменита (обычно замещенного сфеном и лейкоксеном); зародышевых образований кордиерита и(или) андалузита, которые всегда замещены тонкочешуйчатыми хлоритом и серицитом; стяжений глинистого и углистого вещества, близких к изометричной или вытянуто-овальной форме.

Прогрессивный региональный метаморфизм характеризуется развитием зеленосланцевой и(или) роговиковой фаций изменения терригенных осадочных пород. В составе измененных пород обычно преобладают реликтовые минералы и сохраняются исходные текстуры и структуры. В то же время в них наблюдаются отчетливые признаки сланцеватости, бластовые структуры и парагенезисы новообра-

зованных минералов, которые в сочетании с метаморфической зональностью позволяют различать температурные фации и субфации [Крутоус, 1991].

Зеленосланцевая фация регионального метаморфизма включает хлорит-серицитовую и стильпномелановую субфации, граница между которыми проводится по первому появлению стильпномелана в метаморфизованных породах. Главный сульфидный минерал в породах зеленосланцевой фации метаморфизма - пирит. Преобладание хорошо ограненных кубических форм пирита и их агрегатов, при крайне редком присутствии фрамбоидального пирита, свидетельствует о перекристаллизации осадочных сульфидов уже на ранних стадиях метаморфизма.

Более высокотемпературные метаморфические изменения отвечают породам, которые варьируют по составу от биотитизированных сланцев со сфеном и ильменитом до кордиерит-андалузитовых роговиков и гранат-пироксеновых скарнов (в зависимости от количества карбонатной составляющей в исходных породах). Относительно низкотемпературные фации этого типа метаморфических изменений (в целом высокотемпературных) не обязательно связаны со становлением гранитоидных массивов. Они могут развиваться в ходе динамических изменений пород. Главным сульфидным минералом роговиков является пирротин, сформированный за счет первичного пирита. Реликты пирита обычны для удаленных внешних зон роговиков биотитовой субфации, для их внутренних зон характерно полное преобразование пирита в пирротин.

Наталкинское месторождение расположено в зоне перехода от хлорит-серицитовой к биотитовой субфации (табл. 2.1, см. рис. 1.10). Граница перехода представляет собой сложную поверхность, которая не имеет прямой зависимости от гипсометрического положения пород. На верхних уровнях месторождения во вмещающих породах преобладает рассеянная вкрапленность пирита, а на глубоких горизонтах отмечается много участков, где присутствует пирит-пирротинная ассоциация. Можно предположить, что с глубиной количество пирротина будет возрастать вплоть до полного исчезновения пирита. Петрографическими признаками метаморфических изменений служат порфириобласты ильменита, обычно замещенные сфеном и лейкоксеном, зародышевые образования кордиерита и(или) андалузита, а также стяжения глинистого и углеродистого вещества изометричной или вытянуто-овальной формы, наблюдаемые только в углисто-глинистых породах [Крутоус, 1991].

Таблица 2.1

**Связь метаморфитов и золотого оруденения в Омчакском рудно-россыпном узле
[Ворошин и др., 2000б]**

Фация метаморфизма	Минеральная ассоциация	Индекс-минералы	Локализованные месторождения
Зеленосланцевая, хлорит-серицитовая субфация	Кварц, полевой шпат, серицит, хлорит, карбонаты, рутил, пирит, углеродистое вещество	Пирит	Пункты минерализации
Зеленосланцевая, стильпномелановая субфация	Кварц, полевой шпат, серицит, стильпномелан, хлорит, карбонаты, рутил, ильменит, пирит, углеродистое вещество	Стильпномелан, пирит	Павлик, Омчакское, Наталкинское
Роговиковая, биотитовая субфация	Кварц, полевой шпат, мусковит, биотит, карбонаты, рутил, ильменит, сфен, пирит, пирротин, углеродистое вещество	Биотит, пирротин	Наталкинское
Роговиковая, кордиеритовая или пироксен-гранатовая субфации	Кварц, полевой шпат, мусковит, биотит, кордиерит, андалузит, амфибол, пироксен, гранат, рутил, сфен, пирротин, графит	Кордиерит, гранат, пирротин	Пункты минерализации в экзоконтакте массива Мираж

Процессы регионального доинтрузивного и плутонического (синдайкавого и синбатолитового) метаморфизма на площади Омчакского рудно-россыпного узла сопровождаются значительными регрессивными метасоматическими изменениями пород. Наиболее широко проявлен кальциево-железисто-магнезиальный метасоматоз, сопровождающийся хлоритизацией, карбонатизацией и сульфидизацией, на которые, в свою очередь, наложены серицитизация и окварцевание.

На Наталкинском золоторудном месторождении в результате гидротермального метасоматоза сформированы поля измененных пород и жилы различного состава. Процессы метасоматоза на месторождении в различные годы изучали П. И. Скорняков, А. С. Лаптев, В. П. Плутешко, М. П. Крутоус, В. Б. Чекваидзе и другие исследователи. Однако в основу практически всех разработок последних десятилетий была положена схема метасоматических изменений, разработанная П. И. Скорняковым, которая затем дорабатывалась в соответствии с приверженностью авторов тем или иным генетическим концепциям. П. И. Скорняковым (1952 г.) на Наталкинском месторождении выделены следующие типы околорудных изменений: окварцевания, альбитизации, карбонатизации, скаполитизации и сульфидизации.

Окварцевание - наиболее характерный вид околорудных изменений осадочных и интрузивных пород. Оно происходило по пути полного замещения кварцем петрогенных минералов при сохранении углистого и битуминозного вещества. Включения последних придают кварцу серую окраску. Довольно часто метасоматический кварц сопровождается чешуйками слюды, пиритом и арсенопиритом. Окварцевание приурочено обычно к рудным зонам, на удалении от которых оно быстро затухает.

Карбонатизация - второй по распространенности вид околорудных изменений вмещающих пород. Наиболее сильно она проявляется непосредственно около рудных тел, вблизи разрывных нарушений и в зонах повышенной трещиноватости пород. Ширина зон карбонатизации вмещающих пород достигает 15-20 м. Среди карбонатов выделяются кальцит, железо-магнезиальные карбонаты и магнетит.

Сульфидизация - также характерный тип околорудных изменений. Ширина сульфидизированных пород вблизи рудных тел достигает 10-12 м. Количество сульфидов составляет в целом 0,5-1% (в рудных зонах до 3-5%). Наиболее распространен арсенопирит, менее - пирит. Золотоносность прожилково-жильных ореолов определяется присутствием в них сульфидных комплексов: раннего - арсенопирит-пиритового с тонкодисперсным и тонким золотом, но в основном позднего полиметаллического (галенит, сфалерит, халькопирит, джемсонит, буланжерит, блеклая руда), служащего основным источником золота на месторождении. Перечисленные минералы, сложно сочетаясь, образуют ореолы рассеянной вкрапленности или же встречаются в виде концентрированных прожилково-вкрапленных скоплений.

М. П. Крутоус [1989, 1991] показала, что на площади месторождения можно выделить зонально построенный массив измененных пород, сформировавшийся в прогрессивный и регрессивный этапы метаморфизма. Наиболее удаленные от его центра зоны сложены рассланцованными породами с лейкоксеном или с лейкоксеном и биотитом, затем следует зона хлоритизации, далее - серицитизации и, наконец, внутренняя представлена карбонатизированными породами, среди которых размещаются участки лейкоксенизированных или биотитизированных образований. Рудные тела пространственно связаны с центральной зоной карбонатизации.

Согласно материалам В. Б. Чекваидзе и др. [1988, 1995, 1999], на месторождении широко проявлены ореолы разновозрастной метасоматической прожилково-вкрапленной минерализации. Каждая рудная зона содержит ядро, промежуточную зону и внешнее обрамление. Центральная часть рудных зон представлена штокверком прожилков с отдельными жилами анкерит-калишпат-альбит-кварцевого состава. Интенсивность развития прожилков 20-50%, мощность ореолов 50-100 м. Промежуточная часть рудных зон характеризуется развитием систем субпараллельных прожилков выдержанной мощности кварц-карбонатного состава. Мощность ореолов не превышает 50 м, а интенсивность развития прожилковой минерализации в ореолах составляет не более 10%. Внешняя часть рудных зон представлена ореолами рассеянных нитевидных прожилков кальцита и Fe-кальцита, ориентированных согласно слоистости вмещающих их глинистых сланцев и алевролитов. Интенсивность развития прожилков во внешних ореолах менее 1%. Мощность ореолов внешних частей рудных зон достигает 200 м.

2.1.4. Особенности проявления магматизма

Как уже отмечалось, интрузивные магматические образования Омчакского рудно-россыпного узла представлены гранитоидными массивами и дайками, возраст которых характеризуется интервалом от поздней юры до позднего мела. На Наталкинском месторождении распространены только дайки и жилы спессартитов и риолитов, параллельные рудным зонам.

Дайковые тела рассекают метаморфогенные жилы хлорит-карбонат-кварцевого состава (молочно-белого кварца) и вместе с ними содержат более позднюю рудную минерализацию, что задокументировано при геологоразведочных работах. Дайки спессартитового состава, судя по их взаимоотношениям с дайками риолитов, являются несколько более ранними. На горизонте 650 м в расщелке 19 (разрез +108) геологом Б. И. Трифоновым установлено пересечение дайки спессартитов риолитами. Таким образом, намечается гомодромная последовательность формирования даек от древних к более молодым. Все типы дайковых пород месторождения имеют дорудный возраст и датируются поздней юрой. Абсолютный возраст спессартитов, определенный Л. В. Фирсовым [1964] калий-аргоновым методом, составил 150 ± 5 млн лет.

Основное промышленное оруденение является более молодым по отношению как к основным, так и к кислым дайкам. В то же время гранитоидные массивы и штоки, локализованные по периферии рудного узла (Нечинские, Мираж, Интриганский, Тенгкечан, Бутуз, Ванин), моложе оруденения. На месторождении Павлик рудные тела рассечены риолитовыми брекчиями, которые аналогичны риолитовым брекчиям штока в устье руч. Ванин, и рассекаются в этом штоке кварцевыми диоритами поздне-мелового возраста [Ворошин и др., 1989]. Выявленные взаимоотношения тел различного генезиса отвечают следующей схеме последовательности их формирования: метаморфогенные жилы → дайки спессартитов → дайки риолитов → основные гидротермальные руды → риолитовые брекчии → массивы и штоки гранитоидов.

Дайковые тела в рудном поле размещены неравномерно: они или образуют отчетливые свиты, пространственно связанные с рудоконтролирующими разломами, или рассредоточены по площади рудного поля в форме единичных тел. Обычно дайки располагаются группами (от 2 до 20 шт.) на расстоянии до нескольких десятков метров одна от другой. Выявлены «слепые» дайки, повсеместно наблюдаются апофизы, выклинивание дайковых тел резкое (тупое) или постепенное. В них присутствуют многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Мощность их не выдержана и варьирует от десятков сантиметров до первых метров, преобладают мощности около 1 м. Протяженность изменяется от нескольких десятков до нескольких сотен метров, падение преимущественно северо-восточное, крутое ($60-80^\circ$). Дайки основного состава отличаются большей выдержанностью и мощностью (в среднем 2-7 м). Кислые дайки обладают очень прихотливой формой и малой мощностью (в среднем 0,5-1,5 м). Отдельные тела прослежены на глубину до 900 м от поверхности.

Спессартиты отличаются большей выдержанностью и мощностью по сравнению с риолитами. В расположении даек на площади месторождения отмечается следующая закономерность:

дайки спессартитов повсеместно распространены, однако наибольшее развитие они имеют вблизи Северо-Восточного разлома;

дайки риолитов развиты на юго-западе и северо-востоке рудного поля.

Дайки спессартитов - это слабопорфировидные породы темно-серой и зеленовато-серой окраски. Текстура пород массивная. Порфиновые выделения составляют 1-5% породы и образованы кристаллами бурой роговой обманки, серого плагиоклаза и редко кварца. Основная масса сложена роговой обманкой, плагиоклазом, микропегматитом, кварцем и редко биотитом. Рудный минерал - магнетит, акцессорные - апатит и сфен.

Роговая обманка во вкрапленниках представлена светло-зеленовато-бурыми и бурыми идиоморфными шестоватыми или удлиненно-призматическими, хорошо ограненными кристаллами размерами до 3, реже - 5-7 мм. Свежие кристаллы встречаются редко, обычно они изменены, и по ним развиты чешуи бледно-зеленого хлорита, пластинки карбоната и изредка эпидота.

Плагиоклаз отмечается реже роговой обманки, образуя зональные таблитчатые кристаллы длиной от 0,5 до 2,5-3,0 мм. Центральные части кристаллов серицитизированы, по периферии альбитизированы. Некоторые кристаллы представляют собой мутную массу с большим количеством эпидота и небольшим - пятен карбоната, серицита, хлорита и кварца. Некоторые зерна плагиоклаза сильно деформированы и интенсивно трещиноваты.

Кварц во вкрапленниках встречается в ничтожных количествах в виде зерен неправильной формы размером 0,5-1,0 мм, которые интенсивно насыщены иголочками апатита и мельчайшими призмами роговой обманки.

В основной массе количественно преобладает плагиоклаз. Он образует короткие брусочки длиной 0,05-0,35 мм или зерна неправильной формы. Расположение кристаллов беспорядочное. Плагио-

глаз основной массы значительно кислее плагиоклаза вкрапленников и представлен олигоклаз-альбитом. Роговая обманка в виде длиннопризматических кристаллов часто нацело замещена карбонатом, хлоритом и эпидотом. Кварц встречается редко в виде изометричных и ксеноморфных зерен размером до 0,1 мм. Калишпат представлен мелкими неправильными сильно пелитизированными единичными зернами.

Гидротермальные изменения спессартитов выражены в альбитизации, серицитизации, окварцевании, сульфидизации, хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации.

Дайки риолитов представлены светло-серыми с зеленоватым оттенком плотными мелкозернистыми порфиорового строения породами массивной текстуры. Основная масса микрозернистая, гипидиоморфно-зернистая и микропойкилитовая, состоящая из альбита, кварца, карбоната, мелких пятен бурых гидроокислов железа и единичных зерен рудных минералов (пирит). Из акцессорных встречается апатит, обычно включенный в полевые шпаты и кварц.

Вкрапленники представлены альбитом, кварцем, калишпатом или гломеропорфиоровыми скоплениями альбит-кварц-калишпатового состава. Альбит выделяется в виде узких сдвойникованных табличек иногда с зазубренными очертаниями и размером до 1 мм. Часто альбит замещается агрегатом из чешуек серицита и зерен карбоната, иногда встречаются псевдоморфозы карбоната по альбиту. Кварц во вкрапленниках идиоморфный, изредка в форме многогранников с оплавленными углами, размер зерен около 1 мм. Вокруг кварца образуется каемка, состав которой отвечает составу основной массы. Калишпат во вкрапленниках сильно пелитизирован, встречается редко в виде изометричных зерен или таблитчатых кристаллов.

Дайки риолитов несут в себе следы наложенных гидротермальных изменений, выражающихся в серицитизации, окварцевании, сульфидизации и карбонатизации. Наибольшая интенсивность гидротермальных изменений наблюдается вблизи рудных зон.

Как уже отмечалось, сообщества даек на месторождении контролируются тектоническими структурами. Р. А. Еремин с соавторами [1983 г.] считают, что магмопроводящие разломы имеют значительный вертикальный размах. Глубинный уровень отделения расплава доказывается ими присутствием ксенолитов гранат-биотит-силлиманитовых гнейсов в дайках диоритового состава. По содержанию стронция спессартиты Наталкинского месторождения приближаются к континентальным толеитам, отражающим состав исходной слабодифференцированной базитовой магмы в районах с утоненной корой и имеющей подкоровый уровень генерации. Косвенно это подтверждается также значительными («мантийными») концентрациями никеля (152,9 г/т) и кобальта (45,9 г/т).

2.1.5. Геолого-структурные особенности рудного поля

Складчатые структуры. Складчатой структурой первого порядка для Наталкинского рудного поля является Тенькинская антиклиналь северо-западного направления. Основная складчатая структура второго порядка - Наталкинская синклиналь. Форма Наталкинской синклинали простая, структура прямая, крылья залегают под углами 40-50°, протяженность ее около 4,5 км, ширина до 2,5 км, простирание 310-320°. По своему типу она может быть отнесена к брахиструктуре [Межов, 2000]. В мульде Наталкинской синклинали залегают отложения омчакской свиты, фиксируя наиболее прогнутую ее часть (см. рис. 2.2, 2.3).

Разрывные нарушения. Разрывная тектоника на Наталкинском месторождении в значительной мере определяет его структурный план. Преобладают продольные относительно складчатой структуры и поперечные к ней разрывные нарушения. Первые имеют преимущественно северо-западное простирание, вторые - северо-восточное и широтное. Как уже отмечалось, главной тектонической структурой рудного поля является Наталкинская разрывная зона. Она состоит из нескольких разломов, основные из которых Главный и Северо-Восточный, оперяющие Омчакский разлом и сопровождающиеся большим количеством собственных более мелких трещин оперения (см. рис. 2.2, 2.3).

Е. П. Машко и Г. А. Топунова [1950 г.] считали, что все основные рудные зоны Омчакского узла структурно связаны между собой и представляют единую разветвленную систему перистых сколов. Такой же подход к оценке структурной позиции месторождений Омчакского узла применялся А. Н. Балусевым

и К. И. Сурмелевым [1951 г.], В. Д. Володиным и др. [1956 г.], И. К. Еременко [1956 г.]. А. М. Жирнов [1984] дугообразную конфигурацию разломных структур Наталкинского месторождения интерпретирует как составную часть концентрических разломов купольно-кольцевой структуры, сформировавшейся над залегающим на глубине интрузивным телом.

По нашим данным, структура Наталкинского месторождения представляет собой Z-образную разломную зону протяженностью 12-13 км, конфигурация и пространственная ориентировка которой отвечают рисунку трещин скола с тенденцией к растяжению начальных стадий сдвиговой деформации. В юго-восточной части зоны дизъюнктивные нарушения дугообразно изогнуты с выпуклостью к юго-западу и имеют северо-восточное падение под углом около 60° . По направлению к центральной части рудного поля разломная зона сужается, падение разломов приближается к вертикальному, а на северо-западе появляется тенденция к юго-западному падению.

В целом для разломной зоны характерна структурная неоднородность, выражающаяся в том, что северо-западная ее часть формировалась в условиях относительного сжатия, а юго-восточная - относительного растяжения. В результате общий структурный рисунок рудовмещающей системы разломов оказался похожим на структуру «конского хвоста» (см. рис. 2.1). Основной объем промышленного золотого оруденения приурочен к участкам перехода структур преимущественного растяжения к структурам преимущественного сжатия. В центральной части месторождения на блок, зажатый между р.з. 8/23, 6-25, «Участковая» и «Майская», воздействовала вертикальная составляющая сдвиговой деформации, в результате чего в этом блоке сформировались диагональные системы рудовмещающих нарушений (р.з. 3 и др.), имеющие тенденцию падения к юго-западу и западу (см. рис. 2.5). Поскольку рудовмещающие системы сдвиговых деформаций образуют узкие горст-антиклинальные структуры (Наталкинская, Павликовская), то широкие и плоские синклинали узла - Наталкинская, Омчакская - формируются по типу обрушения свода купола по сбросам, являющимся более поздними вторичными ограничителями рудоносных блоков (например, Главный разлом).

Главный разлом прослежен и изучен многими поверхностными и подземными горными выработками на протяжении 5 км. На разрезе +59 он прослежен скважиной № 16 на глубину 350 м от поверхности. Простирается он изменяется от широтного на юго-востоке месторождения до северо-западного (см. рис. 2.2). Азимут падения разлома $70-80^\circ$ на северо-восток. Однако с глубиной, судя по имеющимся данным, разлом выполаживается до 50° . Поверхность разлома имеет волнистый характер. Движение по разлому было сбросовым. Амплитуда смещения составляет около 1 км. Породы, примыкающие к Главному разлому, обычно сильно смяты и развальцованы (превращены в чешуйчато-пластинчатый тектонит). Мощность зоны смятия и развальцевания от 5 до 20 м. Гидротермальные образования в зонах смятия встречаются в виде причудливо изогнутых прожилков кварца очень непостоянной мощности и в виде коротких линзо- и желвакообразных кварцевых жил. Все это указывает на послерудное формирование или, по крайней мере, на послерудную активизацию Главного разлома.

Северо-Восточный разлом расположен в 1 км на северо-восток от Главного и имеет аналогичные ему элементы залегания. Движение по разлому носило сбросовый характер, признаков горизонтального сдвига не наблюдается. Амплитуда смещения составляет около 250 м (см. рис. 2.3). Мощность основного тектонического шва разлома изменяется от 0,5 до 2,0 м. Во многих случаях тектонический шов сопровождается зоной интенсивного дробления и развальцевания пород мощностью 3-4 м, реже до 20 м, с тонкосетчатым окварцеванием. Приуроченность к разлому дайки спессартитов, сложной по форме и довольно мощной (до 20 м), свидетельствует об условиях растяжения. Разлом сопровождается оперяющими трещинами, выполненными дайками спессартитов. Выделяются две основные системы оперяющих нарушений: крутые ($70-80^\circ$) трещины северо-западного простирания и пологие ($10-20^\circ$) субширотного простирания.

Между Главным и Северо-Восточным разломами расположена система трещин, названная В. П. Плутешко диагональной. Она состоит из серии разрывных нарушений, расположенных в плане и разрезе кулисно на расстоянии 10-50 м друг от друга. Падение разрывов под углами $50-70^\circ$ на юго-запад. Эти разрывные нарушения имеют волнистую поверхность, изменчивую мощность, вплоть до узкого сухого шва в тектонитах. Возможно, они являются системой трещин отрыва, образованных в пластине пород, заключенных между Главным и Северо-Восточным разломами, в результате действия пары сил, приложенных в разных направлениях (см. рис. 2.5). Отметим, что в отложениях атканской свиты разрывы наиболее сближены, часто сливаются воедино, образуя сложно построенную зону трещиноватости. При

выходе в отложения омчакской (флишоиды песчаников и алевролитов) и пионерской (песчанистые аргиллиты) свит расстояние между разрывами увеличивается. Отдельные разрывы выклиниваются, что наблюдается как в плане с северо-запада на юго-восток, так и в разрезе. Каждый отдельно взятый разрыв сопровождается, в свою очередь, системой оперяющих трещин отрыва и скола.

На площади месторождения распространены мелкие поперечные разрывы северо-восточного (50-70°) простирания, которые хорошо картируются по смещению пластов песчаников и рудных зон. Падение разрывов крутое на северо-запад и юго-восток. Перемещение сдвиговое (левое), амплитуда обычно 1-5 м, реже до 50 м.

2.2. Омчакское и Павликовское месторождения

Омчакское месторождение. Омчакское золоторудное месторождение является частью одноименного рудно-россыпного узла. По своему значению как промышленный объект оно находится на третьем месте после Наталкинского и Павликовского. Его разведка была завершена в 1957 г., однако эксплуатационных работ на объекте не было.

Месторождение было открыто геологом Е. П. Машко в 1942 г. одновременно с Наталкинским и Павликовским. Поисково-разведочные работы на рудное золото на месторождении проводились в 40-50-е гг. Разведка месторождения на глубину выполнялась подземными выработками с проходкой пяти шахтных стволов и с помощью бурения. На горизонтах 635 м и 585 м из шахтных стволов задавались квершлаг и штреки. Разведанность месторождения на глубину составляет 50-100 м. Глубина бурения не превышала 325 м. Общая протяженность подземных выработок на месторождении составила 12 км, скважин колонкового бурения - около 5500 пог. м, шурфов - 690 пог. м, и объем канав и траншей - 313 500 м³. Содержание золота в рудах определяли методом пробирного анализа.

Омчакское месторождение, как и другие месторождения рудно-россыпного узла, расположено в зоне Тенькинского глубинного разлома (см. рис. 2.1). Вмещающие породы представлены терригенными углеродистыми отложениями пионерской, атканской и омчакской свит позднепермского возраста. Они представлены алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников и диамиктитов, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Интрузивные образования на площади рудного поля Омчакского месторождения, так же как и Наталкинского, представлены дайками спессартитов и риолитов.

Рудовмещающие структуры имеют северо-западное простирание с разворотом к широтному и крутой угол падения. Трещинная система в целом формирует Омчакский разлом субширотного простирания. На месторождении выявлено и околонушено 15 рудных тел, распределенных по участкам «Правобережный» и «Пойменный». Максимальное количество рудных тел - 12 размещено на участке «Правобережный», в двух из них (7 и 8-10) сконцентрировано более 50% запасов золота месторождения.

Морфология рудных тел сложная, линейно-сетчатая. Оконтурирование рудных тел проведено только по данным опробования. Протяженность рудных тел изменяется от 60 до 330 м при мощности до 15 м. Содержания золота крайне непостоянны и варьируют от 2,4 до 24,1 г/т.

Минералогия Омчакского месторождения подобна минералогии Наталкинского. Самородное золото присутствует в виде достаточно крупных выделений размером до 0,1-2 мм и тонких вкраплений (0,00п-0,0п мм) в арсенопирите. На долю золота, размер зерен которого превышает 0,1 мм, приходится 37-40% его общего количества. Пробность золота изменяется в интервале 550-850 ед.; средняя пробность составляет 750-790 ед.

Разведка месторождения была остановлена на стадии его детального изучения в связи с нерешенными проблемами, связанными с большим притоком подземных вод.

Павликовское золоторудное месторождение. Является вторым по величине подсчитанных запасов золота объектом, входящим в состав Омчакского рудно-россыпного узла. Открыто в 1942 г. геологом Е. П. Машко. В 1943 г. на площади месторождения проведена геологическая съемка м-ба 1:25 000. Детальные поиски начались в 1944 г. и проводились до 1954 г. включительно.

Месторождение расположено на правобережье руч. Омчак, левого притока р. Тенька, в 20 км на юг от Наталкинского месторождения и в 12 км от ЗИФ рудника им. Матросова. Рельеф низко- и средне-

горный, абсолютные высоты составляют 600-1680 м. Форма сопок сглаженная, с мягкими очертаниями, крутизна склонов не превышает 35°. Гидросеть разветвленная, но маловодная. Долины руч. Омчак и его правых притоков Павлик и Ванин хорошо разработаны, с пологим продольным профилем. Верхняя граница многолетнемерзлых пород залегает под деятельным слоем мощностью 1-3,5 м, нижняя - на глубине от 52 до 145 м от дневной поверхности.

Рудные тела месторождения локализованы в толще осадочных пород позднепермского возраста, которые представлены туфогенными, алевро-пелитовыми и глинистыми сланцами, а также полимиктовыми и аркозовыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами (см. рис. 2.1). Залегание пород крутое и очень крутое, осложненное мелкими складчатыми формами и разрывными нарушениями.

На флангах Павликовского рудного поля локализованы две мелкие интрузии - Вилкинский шток диоритов в верховьях одноименного ручья и Ванинский шток кварцевых диоритов, гранодиоритов, кварцевых порфиров и риолитовых брекчий в междуречье руч. Ванин - Летчик. Гипабиссальные породы представлены также небольшим количеством даек среднего состава (спессартиты, порфириты), редко кислого - риолитов, гранит-порфиров. Простираание даек северо-западное, падение на юго-восток и северо-восток под углами 50-80°. Мощность их от 0,5 до 1,5 м.

Особое значение в геологической истории развития Павликовского месторождения придается телам пострудных риолитовых брекчий, встречающихся как в породах Ванинского штока, так и в осадочных толщах на площади месторождения. О возрасте брекчий свидетельствует состав их обломков - интрузивных и осадочных пород, гидротермального кварца. Появление дайкоподобных брекчиевых тел с риолитовым цементом, секущих более ранние магматические и гидротермальные образования, по мнению авторов настоящей работы, может рассматриваться как прямое свидетельство воздействия на структуры рудного поля процессов, приведших к формированию рудоносных вулканоплутонических комплексов южнее расположенного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Подтверждением этому в определенной мере может служить и характер наложенной на интрузивные брекчии гидротермальной минерализации, представленной жилами халцедоновидного кварца, находящегося в ассоциации с тонковкрапленным пиритом. Формирование кварц-халцедоновых агрегатов - характерный признак близповерхностного минералообразования, наиболее полно проявленного в гидротермальных системах, связанных с завершающими стадиями формирования вулканоструктур.

Разрывная тектоника на площади рудного поля весьма интенсивна. Нарушения варьируют по протяженности, простираанию, интенсивности и характеру смещения по ним. Сближенные системы разломов формируют зоны дробления. Мощность зон дробления непостоянна: от долей метра до нескольких десятков метров. Внутрирудная тектоника характеризуется широким развитием трещин взбросо-сдвигового типа. Для послерудного этапа характерно проявление следов обновления трещин. Амплитуда перемещений по ним составляет от 0,1 до 20 м.

В пределах Павликовского рудного поля только поверхностными горными работами вскрыто около 30 рудных зон. Из них только две могут рассматриваться в качестве основных рудоносных структур. Главные минерализованные зоны имеют северо-западное простираание и характеризуются мощностью от 5-10 до 30-40 м. Залегание рудных зон по простираанию и по падению выдержанное, но мощности их непостоянны. Средняя мощность рудных тел от 1,5 до 7,0 м. Среднее содержание золота изменяется от 3,4 до 6,6 г/т. Рудные зоны представляют собой сочетание жил, прожилков, зон метасоматического и брекчиевидного окварцевания, связанных разнообразными взаимопереходами. Минерализация нередко имеет штокверковый характер. Зальбанды рудных зон нечеткие и определяются лишь по данным опробования. Подземными горными выработками и буровыми скважинами вскрываются слепые рудные зоны. Некоторые из них проявляются на дневной поверхности лишь в виде систем прожилков с бедной рудной минерализацией, которые с глубиной переходят в мощные рудные тела.

На месторождении присутствуют следующие морфологические типы рудных тел: жилы и линзы выполнения открытых трещин с четкими и резкими контактами; системы субпараллельных ветвящихся кварцевых прожилков; окварцованные зоны интенсивного дробления; пояса гидротермально измененных околорудных вмещающих пород, за счет которых почти на всех разведанных участках увеличивается мощность рудных тел.

Наиболее крупные рудные тела - 1 и 9 контролируются в рельефе линейно выраженными понижениями (ложбинами и западинами), развивающимися вследствие более интенсивной эрозии пород в ослабленных зонах рудоконтролирующих нарушений.

По минеральному составу и формационным признакам оруденение Павликовского месторождения, как и других, локализованных в Омчакской рудной зоне, относится к малосульфидному (пирит-арсенопиритовому) типу золото-кварцевой формации. Состав жильных образований преимущественно кварцевый, часто кварц-карбонатный и редко только карбонатный. Из рудных минералов макроскопически фиксируются, кроме золота, арсенопирит и пирит. Первый встречается чаще в жильном кварце, но широко распространен и во вмещающих породах в виде мелкой рассеянной вкрапленности и реже в форме гнездообразных скоплений. Пирит более характерен для вмещающих пород. Суммарное количество сульфидов не более 0,5-1,0%. Золото постоянно встречается с арсенопиритом. Распределение его неравномерное или весьма неравномерное. Коэффициент изменчивости содержания этого элемента для месторождения 113. Минерал отмечается в форме неправильных зерен, пластинок, чешуек. Поверхность золотинок неровная, бугорчатая. Размеры его частиц колеблются от тысячных долей миллиметра до 0,5 мм, редко до 1,5-4,0 мм.

Разведочные работы на месторождении осуществлялись с 1944 по 1954 г. Месторождение разведано по категориям В+С₁ и частично по С₂. В 1970 г. объект был законсервирован. В 1981-1984 гг. на месторождении проводилось дополнительное колонковое бурение по профильным линиям через 100 м. Разведка месторождения с поверхности осуществлялась канавами, пройденными через 20 м, и траншеями. На участках, где мощность наносов более 5 м, проходились рассечки из шурфов. Расстояние между шурфами 20 м. Пройдено 235,1 тыс. м³ канав и траншей, более 1700 пог. м шурфов и рассечек из них. Подземная разведка проведена на 6 подземных горизонтах, через 50 м по вертикали. Рудные тела вскрывались по простиранию рассечками через 20 м и квершлагами через 100 м из 6 штолен и 2 шахт глубиной до 80 м. Пройдено 20 280 пог. м подземных горных выработок. Опробование горных выработок бороздовое. Пробурены вертикальные скважины колонкового бурения через 100-400 м глубиной до 325 м. Скважины опробовались по керну и шламу.

Глава 3. РУДНЫЕ ЗОНЫ НАТАЛКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

3.1. Особенности размещения и формы проявления оруденения

Особенности размещения оруденения. С первых лет изучения площадь месторождения была разделена на три участка: Северо-Западный, Центральный и Юго-Восточный. Однако, исходя из геолого-структурных особенностей и условий концентрации промышленного оруденения, месторождение логичнее было бы разделить на два участка - на северо-западном и юго-восточном флангах.

Северо-западный фланг (объединяющий Северо-Западный и Центральный участки) месторождения находится в междуречье Геологического и Увальчика (от разреза -100 до +50). В северной части он приурочен к юго-западному крылу Наталкинской синклинали, где породы имеют преимущественно моноклиналиное залегание с крутым ($50-60^\circ$) падением на северо-восток. В южной части фланга располагается замковая часть синклинали с пологим залеганием пород. На поверхности породы представлены главным образом туфогенными сланцами атканской свиты. И лишь на юге фланга, на правом берегу руч. Наталкин, появляются отложения омчакской свиты (см. рис. 2.2). На северо-западе горизонта 600 м развиты алевро-глинистые отложения пионерской свиты, которые за нулевым разрезом переходят в отложения атканской свиты (см. рис. 2.2). Последние, таким образом, погружаются на юго-восток под углами $15-20^\circ$.

На северо-западном фланге локализовано 75%, или 79 рудных зон, оконтуренных по действующим кондициям, которые заключают в себе 78% вошедших в подсчет запасов золота месторождения. Действительные же запасы здесь намного больше вследствие того, что эксплуатационные работы первого десятилетия были ориентированы на кварцевые жилы, которые составляли лишь малую часть рудных тел, и, соответственно, в бортах горно-эксплуатационных выработок осталась значительная часть неучтенных ресурсов. Тридцать шесть рудных зон обнажены непосредственно на поверхности, а остальные 43 вскрыты на подземных горизонтах.

Рудные зоны имеют субпараллельное простирание и заключены в минерализованной (рудовмещающей) полосе шириной от 150 м на северо-западе месторождения до 300 м в юго-восточном направлении (в центральной части рудного поля). Они расположены кулисообразно на расстоянии от 10 до 50 м, реже - более. В каждом поперечном сечении рудовмещающей толщи вскрывается обычно от 5 до 10 рудных зон. Рудные зоны представляют собой линейно вытянутые тела изменчивой мощности, варьирующей от 2 до 20 м (иногда более). Протяженность их изменяется от 120-200 до 800 м. Падение рудных зон от крутого ($70-80^\circ$) на крыльях минерализованной полосы до пологого ($40-60^\circ$) в их центральной части. С глубиной, при выходе рудных зон из отложений атканской свиты, рудоносность кварцево-жильных образований постепенно сходит на нет. Компактное размещение рудных зон в минерализованной полосе создает благоприятные условия для повторной разработки верхних горизонтов северо-западного фланга Наталкинского месторождения открытым способом.

Юго-восточный фланг месторождения находится в междуречье Увальчика и Глухаря (от разреза +50 до разреза +170) в южной части Наталкинской синклинали. Породы здесь имеют преимущественно пологое залегание (см. рис. 2.3). На поверхности участка развиты глинистые сланцы и песчаники омчакской свиты, перекрывающие в разрезе отложения атканской свиты. И только на самом юго-восточном фланге, перед разломом северо-восточного простирания, на поверхности закартированы отложения атканской, а за ними - пионерской свиты (см. рис. 2.2). На горизонте 600 м между разрезами +50...+120 развиты отложения нижней части омчакской, а за разрезом +120 предполагаются диамиктиты атканской свиты (см. рис. 2.2, 2.3).

На юго-восточном фланге локализованы 24 рудные зоны, которые заключают 22% запасов золота месторождения. Шестнадцать рудных зон оконтурены на поверхности, остальные - по подземным горным выработкам. Рудные зоны четко эшелонированы в трех ветвях (пучках), расхождение которых началось примерно с разреза +30 на северо-восточную, юго-западную и выделенную в результате геологоразведочных работ последних лет на горизонте 600 м центральную [Межов, 2000]. Наряду с расхождением пучков рудных зон происходит и плавное их изгибание к востоку, согласно простиранию основ-

ных структур Главного и Северо-Восточного разломов. Разведочными скважинами на горизонте 650 и 600 м восточнее Северо-Восточного нарушения (в зоне Омчакского разлома) обнаружены участки развития кварцевых прожилков с промышленным оруденением, которые предлагается выделить в качестве перспективной ветви.

Северо-восточная ветвь рудных зон приурочена к Северо-Восточному разлому. Вдоль тектонического шва разлома, описанного выше, залегает р.з. «Участковая», переходящая на северо-западном фланге в р.з. «Майская». Рудная зона 53 приурочена к оперяющей тектонический шов пологозалегавшей трещине. Наиболее протяженной здесь является р.з. «Участковая», прослеженная горными выработками на 3 км. Длина остальных невелика (от 50 до 300 м), и они являются апофизами р.з. «Участковая», располагаясь в оперяющих Северо-Восточный разлом трещинах. Падение р.з. «Участковая» и 53 пологонаклонное (40-60°) на северо-восток, а апофиз - субвертикальное (см. рис. 2.5). Мощность их изменяется от 2 до 10 м, а в р.з. «Участковая» достигает 35 м.

Юго-западная ветвь рудных зон приурочена к Стержневому разлому, который является структурой оперения Главного разлома (см. рис. 2.5). Все рудные зоны ветви похожи друг на друга и отличаются степенью деформации вмещающих пород. Основное тектоническое нарушение (тектонический шов) выражено как зона частичного дробления вмещающих пород, по которым развито метасоматическое окварцевание в сочетании с беспорядочным тонкосетчатым прожилкованием. Для сильно дислоцированных пород тектонических швов типична густая сеть разноориентированных прожилков, для менее смятых - параллельные прожилки по трещинам скола.

Интенсивность окварцевания зависит также от состава вмещающих пород. Если тектоническое нарушение проходит по контакту отложений атканской и пионерской свит, то интенсивное окварцевание наблюдается только в более хрупких туфогенных породах атканской свиты.

Тектонические швы мощностью до 1,5 м часто содержат кварцевые жилы и прожилки у одного или обоих зальбандов. Мощность жил в отдельных случаях достигает 1 м, однако преобладают жилы с сечением от 5 до 20 см. По внешнему виду они не отличаются от обычных жил выполнения открытых полостей, но, по мнению В. Д. Володина [1956 г.], здесь имеет место полное метасоматическое замещение тектонита, поскольку во многих случаях наблюдаются переходы от чистого молочно-белого кварца в центре жилы через серый кварц к слабо окварцованному тектониту. Чаше наблюдаются жилы белого кварца с четкими зальбандами. В результате пострудных подвижек кварц в тектонических швах нередко приведен в рыхлое, сыпучее состояние.

Протяженность рудных зон юго-западной ветви приблизительно равна 100-350 м. Мощность их изменяется от 2-4 до 10-15 м. Рудные зоны залегают субпараллельно на расстоянии 10-50 м друг от друга. Их падение крутое (80-85°) на северо-восток (см. рис. 2.5).

Центральная ветвь рудных зон юго-восточного фланга приурочена к диагональной системе трещин. Не всегда ярко выраженные швы тектонических нарушений сопровождаются здесь многочисленными ответвлениями, тектониты которых в отложениях атканской свиты зачастую нацело замещены кварцевыми образованиями. Сохраняется шов только у одного из зальбандов жил. Разрывные нарушения представлены сериями сближенных параллельных трещин, между которыми породы разбиты сетью более мелких нарушений различного направления. Отметим различия в строении рудных зон центральной ветви, расположенных в отложениях атканской свиты (р.з. 3, 11, 30 и др.), от зон, локализованных в породах омчакской свиты (р.з. 3/62, 61, 64 и др.).

В р.з. 3, 11 и 30 тектонический шов на большей части своего протяжения выполнен мощной (до 2 м в раздувах) кварцевой жилой, образовавшейся за счет замещения тектонита, реликты которого в кварцевой массе встречаются редко. По простиранию кварцевая жила переходит в серию маломощных кварцевых прожилков. Второстепенные трещины также заполнены кварцевым материалом и сопровождаются густой сетью субпараллельных прожилков мощностью от 1 см до 0,2-0,5 м. Отдельные рудные зоны, включающие жилы и пояса межжильного окварцевания, имеют мощность 10-15 м, на участках же слияния их мощность достигает 25-30 м.

В р.з. 3/62, 61, 64 тектонический шов мощностью до 0,5 м не всегда заполнен кварцевым материалом. Часто вдоль него развита лишь серия тонких (от 0,5 до 2-3 см) субпараллельных кварцевых прожилков. В оперяющих трещинах отрыва иногда наблюдаются более крупные (до 0,5 м) кварцевые жилы, которые быстро выклиниваются как по простиранию, так и по падению. Ширина этих рудных зон зача-

стую небольшая - 3-5 м. При приближении их к отложениям атканской свиты (например, р.з. 3/62 на горизонте 600 м) наблюдается увеличение мощности до 10-15 м.

Самые протяженные в центральной ветви - р.з. 3, прослеженная на 1100 м, и 3/62, протяженность которой достигает 800 м. Последняя продолжает р.з. 3 на юго-восточном фланге месторождения. Длина других составляет 100-400 м при мощности от 2 до 10, иногда до 25 м. Рудные зоны залегают субпараллельно на расстоянии от 5-10 до 50 м друг от друга. Падение их от крутого (70-80°) до пологого (50-60°) на юго-запад (см. рис. 2.5).

По результатам структурно-геологических построений на горизонте 600 м за разрезом +120 предполагаются отложения атканской свиты (см. рис. 2.2, 2.4). Поэтому можно ожидать получение прироста запасов по рудным зонам центральной ветви в разрезах +110... +140 между горизонтами 600 и 650 м.

Перспективная ветвь, как уже отмечалось, разведана только скважинами. Поэтому о ее строении можно делать предположения, опираясь лишь на метод аналогий. Одна из зон окварцевания с промышленными содержаниями золота приурочена к пологопадающему разлому, который сопровождается дайкой спессартитов. Вероятно, это основная зона, от которой ответвляются субвертикальные апофизы (см. рис. 2.5).

Отработка запасов юго-восточного фланга возможна комбинированным способом. Верхние части рудных зон юго-западной ветви рентабельнее обрабатывать открытым способом. Руды северо-восточной, центральной, перспективной ветвей и нижних частей юго-западной необходимо будет обрабатывать подземным способом из-за их расположения на глубине более 150 м от поверхности.

Структурно-морфологические особенности рудных зон и тел. На Наталкинском месторождении выделены и оконтурены 103 рудных тела, или рудные зоны. Причем только в восьми из них содержится более половины запасов месторождения. Кварцевые жилы являются лишь частью (хотя и наиболее богатой) минерализованных зон, интенсивно пронизанных системой субпараллельных прожилков новой генерации кварца, несущих золотое оруденение.

В плане рудные зоны образуют пучок общей протяженностью около 5 км и шириной 100-200 м на северо-западе, 350-400 м - в центральной части и 600 м - на юго-востоке месторождения. В целом рудное поле месторождения представляет собой серию сложно построенных (ветвящихся, сливающихся, часто выклинивающихся) минерализованных зон, линейно вытянутых по простиранию и падению. Рудные зоны больших размеров характеризуются сравнительно выдержанной формой, чего нельзя сказать о мелких телах.

По структурно-морфологическим характеристикам на Наталкинском месторождении выделяются 4 типа рудных зон [Межов, 2000].

Первый тип - прожилково-метасоматический (рис. 3.1, а; фототабл. IV Б, В; V А, Б, В). Эти руды представляют собой тонко-, мелко- и крупнобрекчированные горные породы, рассеченные густой сетью сложно ветвящихся, иногда субпараллельных прожилков кварца мощностью от 1-3 до 7-10 мм. Участками развито метасоматическое окварцевание по всей рудной массе. Обычно же степень метасоматического окварцевания обломочного материала средняя или слабая. Повсеместно в рудах присутствует довольно обильная (2-5%) вкрапленность арсенопирита и менее - пирита, развитая как по прожилкам кварца, так и по вмещающим осадочным породам. Жилы и линзы кварца встречаются редко и характеризуются небольшой мощностью (10-40 см). Прожилково-метасоматические рудные зоны имеют линейный характер и приурочены к сколовым разрывным нарушениям юго-западной ветви. Всячий и лежащий бока часто сопровождаются разрывами с тектонической глиной трения. Характерным представителем этого типа рудных зон является р.з. 8/23. К этому же типу можно отнести р.з. 6/9, 7, 13, 17, 57-58 и др.

Второй тип - прожилково-жилковый (рис. 3.1, б; фототабл. III В; V Г, Д, Е). Он представлен сериями сближенных субпараллельных кварцевых жил, линз, прожилков, а также участками сплошного окварцевания и брекчирования, обычно развитого вдоль диагональной системы трещин. Отдельные кварцевые жилы имеют протяженность 80-100 м, мощность 0,5-1,0, реже до 2-3 м, кулисное расположение как в плане, так и в разрезе и сопровождаются густо расположенными линейными и ветвящимися прожилками кварца, а также интенсивной арсенопирит-пиритовой сульфидизацией. Жилковый кварц присутствует в составе рудных зон в резко подчиненном количестве (5-30%) и лишь изредка приобретает доминирующую роль. Участки брекчирования имеют линзообразную форму и не очень большие разме-

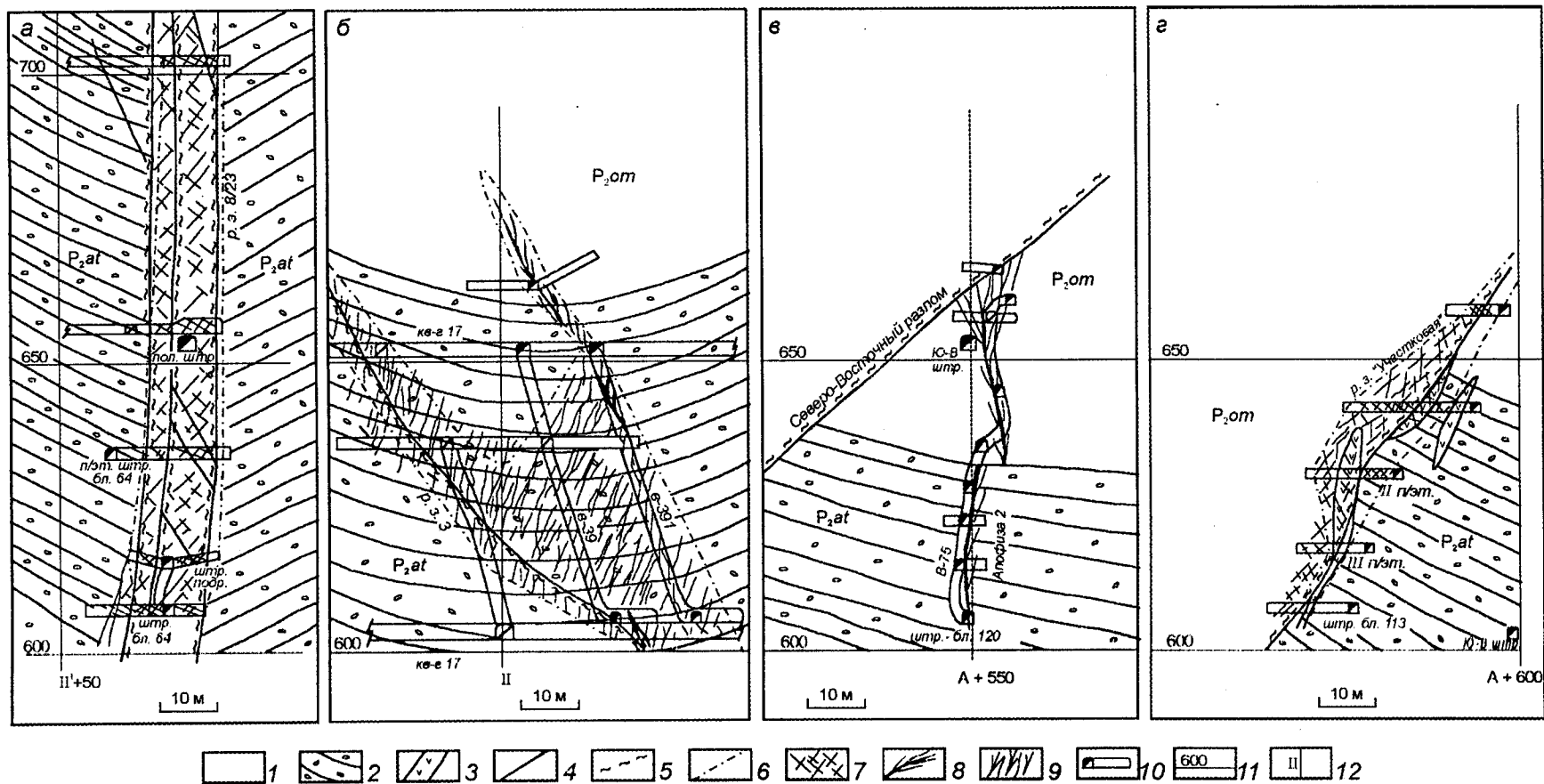


Рис. 3.1. Структурно-морфологические типы рудных зон Наталкинского месторождения: а - прожилково-метасоматический, р.з. 8/23, разрез +43; б - прожилково- жильный, р.з. 3, разрез +38; в - жильный, апофиза 2 р.з. «Участковая», разрез +75; г - минерализованная зона смятия-дробления, р.з. «Участковая», разрез +84. 1 - отложения омчакской свиты; 2 - диамиктиты атканской свиты; 3 - дайка спессартитов; 4 - разломы; 5 - тектоническая глина трения; 6 - контур промышленного оруденения; 7 - зоны трещиноватости с тонкосетчатым окварцеванием; 8 - кварцевые жилы с субпараллельными оперяющимися прожилками; 9 - система субпараллельных кварцевых прожилков; 10 - горные выработки; 11 - уровень горизонта; 12 - линия продольного разреза

ры (0,5-1,5×5-10 м). Рудные зоны прожилково-жильного типа развиты в основном в центральной ветви рудных зон. Основная масса золота сосредоточена в кварцевых жилах и участках развития брекчий. Характерными представителями данного типа являются р.з. 3 и 3/62. Также к этому типу можно отнести р.з. 30, 33, 64 и др.

Субпараллельные кварцевые прожилки по крутопадающим трещинам отдельности характерны для р.з. 6-25 и 33. Это одна из наиболее распространенных форм оруденения. Мощность прожилков варьирует от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Количество прожилков на 1 м рудной зоны колеблется от 5 до 50. Обычно объем кварцевых прожилков не превышает 10% от общего объема руды, и лишь на отдельных участках он достигает 30-40%. Сульфиды в этом типе руд локализуются как в самих кварцевых прожилках, так и в околожильных вмещающих породах.

Третий тип - жильный (рис. 3.1, в; фототабл. III Б). Кварцевые жилы обычно занимают осевое положение в рудных зонах (например, р.з. 3 и 39). Строение жил брекчиевое, брекчиевидное, полосчатое, реже массивное. Мощность их непостоянна - от 0,1 до 1,2 м, в отдельных случаях достигает нескольких метров. Падение жил субвертикальное. Протяженность по простиранию небольшая - 150-200 м, по падению - более 80 м. Они часто сопровождаются серией тонких (2-5 мм) субпараллельных оперяющих прожилков кварца с интенсивной арсенопирит-пиритовой минерализацией. Сульфиды приурочены главным образом к обломкам вмещающих пород, хотя отмечаются и в жильной массе. Обычно рудные зоны жильного типа являются апофизами других рудных зон - «Участковая», 3/62, 3, 64.

Четвертый тип - минерализованные зоны смятия-дробления (рис. 3.1, г; фототабл. VI Б, Г). Наиболее представительной является мощная (до 20 м) зона смятия-дробления осадочных пород, расположенная вдоль Северо-Восточного разлома и сопровождающаяся дайкой спессартитов, жильно-прожилковым окварцеванием и сульфидизацией (арсенопирит, пирит). Дайка спессартитов не выдержана по простиранию и падению, мощность ее изменяется от 10-30 см до 10 м. Отдельные дайковые тела расположены кулисообразно, иногда выходят за зону смятия-дробления. В самой зоне дайка спессартитов передроблена, интенсивно изменена (окварцевание, сульфидизация) и несет золотое оруденение. Участки дайки, выходящие за зону смятия-дробления, имеют относительно свежий облик и более пологое падение. На некоторых участках зоны наблюдаются линзы и жилы кварца с сульфидами. Преобладает тонкосетчатое и метасоматическое окварцевание с интенсивной сульфидизацией. Характерной особенностью рудных зон данного типа является их выдержанность по простиранию и падению, что облегчает задачу по их увязке по горным выработкам. К этому типу относятся только р.з. «Участковая» и «Майская».

Рудные зоны месторождения, как правило, не имеют четких геологических границ. Обычно они устанавливаются по данным опробования с учетом существующих лимитов бортового содержания, хотя иногда определяются и визуально. Это связано с тем, что золотоносность рудных зон зависит от количества кварцевых прожилков на 1 м в поперечном сечении. Такое соотношение эмпирически было выявлено еще на первых этапах геологоразведочных и горно-эксплуатационных работ на месторождении и часто используется в целях оперативного определения направления горных работ и поныне. Границы зон окварцевания часто довольно резкие (в полосе 0,3-0,5 м). Рудные зоны хорошо выделяются также по количеству вкрапленных сульфидов (пирита и арсенопирита), содержание которых резко увеличивается в рудных зонах.

Обычно рудные зоны состоят из руд нескольких морфологических и структурных типов. В редких случаях можно говорить о поперечной зональности, когда осевая часть сложена кварцевой жилой, далее располагается зона кварцевых прожилков, а периферия представлена метасоматически измененными вмещающими породами. Более типично нерегулярное сочетание нескольких морфологических типов в одном рудном теле. В соответствии с рассмотренной выше продольной структурной зональностью на северо-западе Наталкинского месторождения наиболее распространены субпараллельные кварцевые прожилки по крутопадающим трещинам отдельности, а на его юго-восточном фланге более обычны тонкие разноориентированные кварцевые, сульфидно-кварцевые и сульфидные прожилки и метасоматически измененные вмещающие породы.

Влияние состава, структуры и текстуры вмещающих пород на морфологию рудных тел достаточно заметное. Как правило, в крупнозернистых породах оруденение более интенсивное, чем в тонкозер-

нистых аргиллитах. Рудные зоны «Майская» и «Участковая» локализируются на всем протяжении вдоль даек спессартитов. Оруденение представлено всеми рассмотренными выше морфологическими типами руд и распространено как непосредственно в дайках, так и во вмещающих дайки осадочных породах.

Пострудные тектонические нарушения широко распространены, однако смещения рудных тел по ним, как правило, незначительные. Так, смещение вдоль диагональных и поперечных взбросо-сдвигов обычно не превышает 0,5-1,5 м и лишь в отдельных случаях достигает 10-15 м. Кроме поперечных пострудных разрывов распространены продольные согласные с направлением рудных зон нарушения также с незначительными смещениями.

3.2. Характеристика основных рудных зон

По особенностям размещения на месторождении, как уже отмечалось, выделяются две основные ветви рудных зон, расходящиеся в южном направлении с разворотом на восток: юго-западная и северо-восточная. Первая представлена р.з. 6-25, 8/23, 7, 6/9, пространственно совпадающими с простираем Главного разлома, вторая определяется положением р.з. «Участковая», «Майская», 33, 49, находящихся в зоне влияния Северо-Восточного нарушения.

По продуктивности на Наталкинском месторождении выделяются два основных участка - Северо-Западный, включающий ранее выделявшийся Центральный, и Юго-Восточный. Они различаются геологическим строением, неодинаковой рудонасыщенностью, морфологическими особенностями и условиями залегания рудных зон. В каждом из них локализована обычно одна или несколько относительно самостоятельных групп рудных зон. Однако некоторые зоны (например, 8/23) прослежены на всем протяжении рудного поля месторождения. Описания структурно-вещественных особенностей рудных зон Наталкинского месторождения приведены с использованием данных Б. О. Иванюка [1983 г.].

Северо-Западный участок месторождения (без Центрального) находится в междуречье Геологического и Наталкинского (от разреза -100 до -10). Он приурочен к северо-западному крылу Наталкинской синклинали, находясь на некотором удалении от ее шарнира. Породы на участке залегают преимущественно моноклинально с крутым (50-60°) падением на северо-восток и представлены главным образом туфогенными сланцами, содержащими большое количество прослоев песчаников и мелкогалечных конгломератов. Рудные зоны имеют секущее положение относительно преобладающего субмеридионального простираения вмещающих пород и отклоняются от него на 20-30°.

В центральной части Северо-Западного участка, между разрезами -60 и -40, установлены три крупных разрывных нарушения диагональной ориентировки относительно протяженности рудных зон. Они расположены на расстоянии 130-150 м друг от друга. Азимут их простираения 30°, падение на юго-восток под углами 50-60°. Эти нарушения существенно влияют на морфологию рудных зон и их положение в пространстве и являются, по-видимому, дорудными, осложненными в послерудное время.

На участке локализована почти половина рудных зон (43 из 103), заключающих в себе около 33% запасов золота месторождения. Из них 26 обнажены на поверхности, остальные вскрыты подземными выработками.

Рудные зоны имеют субпараллельное простираение и находятся в полосе пород с сульфидно-вкрапленной минерализацией шириной до 200 м. Расположение их кулисообразное. Расстояние между кулисами по ширине зоны до 20 м, реже более, и в каждом поперечном сечении рудовмещающей толщи вскрывается обычно от 5 до 10 рудных зон.

Разведанность оруденения на участке в целом хорошая. В южной части Северо-Западного участка (в разрезах -50 и -10) рудные зоны вскрыты, помимо поверхности, на четырех подземных горизонтах через 50-80 м по вертикали на глубину до 270 м. В северной - на двух подземных горизонтах. Достоверность их увязки по падению подтверждена многочисленными восстающими выработками, а также в ходе отработки эксплуатационных блоков р.з. 6-25, 17, 8/23, 26 и др. В целом все они представляют собой линейно вытянутые тела непостоянной мощности, изменяющейся от 1,5 до 20 м, иногда больше. Протяженность их от 100 до 800 м и более. По структурно-морфологическим особенностям все зоны

центральной части месторождения могут быть отнесены к прожилково-жильному и прожилково-метасоматическому типам. Последний является ведущим типом оруденения, характерным для большинства рудных зон. Подобные руды характерны либо для участков интенсивно передробленных вмещающих пород, пронизанных густой сетью тонких ветвящихся прожилков кварца с обильной вкрапленностью арсенопирита, либо для участков, где породы пронизаны системой частых субпараллельных прожилков кварца. Прожилково-жильное оруденение отличается от описанного присутствием в составе минерализованных зон кварцевых жил различной мощности и протяженности, что особенно характерно для наиболее крупных рудных зон (6-25, 33, 30).

Морфология рудных зон на Северо-Западном участке, при небольшой в целом изменчивости, в отдельных случаях значительно усложняется. Так, например, в границах разрезов -70 и -60, -40 и -20 р.з. 6-25 и 30 соединяются вместе, формируя мощные (до 20-35 м) тела. Образование таких крупных рудных зон вызвано, по-видимому, экранирующим воздействием диагональных разрывных нарушений в центральной части Северо-Западного участка, обусловивших изменение направления гидротермального потока в результате структурно-тектонического осложнения рудо локализирующих блоков. Наиболее крупными золотоносными структурами на Северо-Западном участке являются р.з. 6-25, 17, 30 и 33, включающие около 75% его запасов золота.

Рудная зона 6-25 - одна из наиболее протяженных, мощных и богатых на месторождении. По ней было подсчитано 7% общих запасов категории C_1 месторождения. Зона вскрыта на поверхности на северо-западном фланге, а в центральной части вблизи разреза +8 расщепляется на несколько самостоятельных рудных зон. Протяженность ее 2300 м, азимут простирания 330-340°, падение на северо-восток под углами 70-85°. Большой своей частью (около 1700 м) эта зона расположена на Северо-Западном участке месторождения. Мощность ее крайне изменчива. Обычно она не превышает 10-17 м (средняя 12 м), но иногда достигает 30-40 м, а на горизонте 700 м в пределах разреза -4 ее сечение составляет 84 м. Форма зоны сложная. Протяженность каждого из четырех крупных раздувов (или участков слияния нескольких рудных зон в одну), установленных на поверхности месторождения, от 150 до 300 м. Три из этих аномалий находятся на Северо-Западном участке.

Для р.з. 6-25 характерно присутствие различных по форме, мощности и протяженности апофиз, существенно усложняющих ее морфологию.

Внутреннее строение рудной зоны сложное. В стержневой ее части располагаются линзо- и жилкообразные тела кварца мощностью до 2-3 м обычно небольшой протяженности (20-60 м), локализованные в виде кулис по простиранию и падению рудной зоны. Границы их четкие, резкие. В зальбандах кварцевых тел содержатся угловатые обломки вмещающих пород, по направлению к центру кварцевых жил заметно возрастает зернистость минерала. Все это свидетельствует о формировании жил в ходе выполнения открытых полостей. Кварц белый или светло-серый, средне- и крупнокристаллического строения. Текстура его массивная, иногда поясовая, полосчатая или же брекчиевая.

Породы, вмещающие кварцевые тела внутри зоны, - это существенно кварцевые метасоматиты, содержащие большое количество реликтов пород рамы с нечеткими расплывчатыми очертаниями. Такие метасоматиты наиболее характерны для центральной части рудной зоны. Метасоматический кварц может иметь как массивную текстуру, так и сетчатую (прожилково-жильную), когда окварцевание пород обусловлено интенсивным сгущением прожилков кварца (до 50-60% объема породы) и интенсивной кремнекислотной переработкой породной матрицы.

Жильные и метасоматические кварцевые тела обычно сопровождаются зонами сложно ветвящихся и, вместе с тем, субпараллельных основному направлению прожилков, что в целом и создает единую рудную зону прожилково-жильного типа. На долю кварца жильного типа в рудной зоне приходится 25-30% его объема, прожилкового - до 30%, метасоматического - 35-40%. В зоне нередко встречаются блоки измененных осадочных пород с относительно невысокой степенью окварцевания. Количество обломков вмещающих пород в составе кварцево-жильных тел рудной зоны, сохранивших первоначальный состав и структуру, обычно не превышает 20% объема жильной массы.

Содержания золота в рудной зоне невысокие - от 2 до 5 г/т в сечении и в таких же пределах достаточно устойчивые как по простиранию зоны, так и по ее падению. В пробах, отобранных на дневной поверхности, содержания золота иногда достигают 15 г/т, но среднее составляет 4,1 г/т. Сходные содержания устанавливаются в рудной зоне и на подземных горизонтах, однако с глубиной они не-

сколько уменьшаются, особенно в северо-западной части участка (в разрезах -90 и -30), до 2-2,5 г/т. Встречаются единичные пересечения с содержаниями золота менее 2 г/т.

Зона разбита многочисленными пострудными нарушениями взбросо-сдвигового характера с амплитудой ступенчатого перемещения блоков до 3 м.

Рудные зоны 30, 33 и 17 представляют собой протяженные линейные рудные тела, обнажающиеся на поверхности. Первая из них прослежена на 460 м, вторая - на 580 м и третья - на 840 м. Мощность этих зон изменяется от 2 до 10 м. Они расположены северо-восточнее р.з. 6-25, субпараллельно ей на удалении первых десятков метров от нее. Падение зон крутое на северо-восток под углами 75-80°. Рудная зона 17 подземными горизонтами вскрыта между разрезами -40 и -5, что свидетельствует о ее общей протяженности почти 1500 м.

Разведанность этих рудных зон различна. Рудная зона 17 обнажена в северо-западной части месторождения (до разреза -75) лишь на поверхности, в центральной части она вскрыта до глубины 170 м на подземных горизонтах 930, 885, 835 и 750 м. Еще южнее она прослежена до глубины 200 м от поверхности на горизонтах 835, 750, 700 и 650 м.

Рудные зоны 30 и 33 вскрыты до глубины 200 м от поверхности на горизонтах 750, 700 и 650 м. Достоверность увязки рудных зон по падению подтверждена рядом восстающих и при отработке эксплуатационных блоков.

Ведущими типами оруденения в рассматриваемых рудных зонах являются прожилково-метасоматический и прожилково-жильный. Прожилки кварца мощностью от первых миллиметров до 3 см расположены субпараллельно и ориентированы по простиранию рудной зоны. Частота их неодинакова и в поперечном разрезе рудных зон составляет 5-10 тончайших прожилков на 1 см сечения. Ширина полос интенсивного сгущения кварцевых прожилков, составляющих до 40-60% объема породы, изменяется от 0,3 до 1 м, а в участках слияния рудных зон - до 1,5-2 м. В рудных зонах иногда встречаются жилы кварца небольшой мощности (10-30 см) и протяженности.

В рассматриваемых зонах присутствует обильная вкрапленность арсенопирита и пирита, на долю которой приходится 3-5% объема пород.

Содержания золота в р.з. 17, 30 и 33 низкие, но устойчивые. Средние по блокам находятся обычно на уровне 2-5 г/т, редко достигая 10 г/т. Участки с концентрацией менее 2 г/т встречаются редко. С глубиной наблюдается некоторое уменьшение содержания золота от 5-6 г/т на поверхности до 4 г/т на горизонте 650 м при увеличении мощности зон. По простиранию и падению рудные зоны разбиты многочисленными взбросо-сдвигами с небольшой амплитудой смещения рудных блоков (0,5-1,5 м), обуславливающими ступенчатость их строения.

Близки описанным структурно-морфологические особенности и характеристики других рудных зон Северо-Западного фланга Наталкинского месторождения.

Рудные зоны центральной части месторождения располагаются в междуречье Наталки и Увальчика (в разрезах -10 и +50). Они приурочены к юго-западному крылу Наталкинской синклинали и к ее центральной, замковой части (см. рис. 2.4). Синклинали структура в этой части рудного поля сложена преимущественно глинистыми сланцами омчакской и туфогенными образованиями атканской (между разрезами +10 и +25) свит. Падение пород северо-восточное - от крутого (60-80°) в юго-западной части участка, вблизи Главного разлома, до наклонного и пологого в северо-восточной.

В центральном блоке месторождения локализовано 36 рудных зон, содержащих более 50% запасов золота. Из общего количества рудных зон на поверхности обнажены лишь 10, остальные вскрыты подземными выработками. Характерной особенностью распределения рудных зон Центрального участка является, как уже отмечалось, четко выраженное расхождение их от разреза -10 в юго-восточном направлении и обособление в три самостоятельные ветви - северо-восточную, юго-западную и центральную. Ширина общей зоны рудоносности на месторождении в этом направлении также увеличивается. Так, если в разрезе -10 ширина рудовмещающей зоны на поверхности составляла 160 м, то по разрезу +20 (через 600 м) она уже достигла 280 м, а по разрезу +70 выросла до 520 м. При этом резко увеличилось и расстояние между обособившимися ветвями рудных зон - от 55 м по разрезу 0 до 350 м по разрезу +70.

Расхождение обособившихся ветвей рудных зон сопровождается их плавным дугообразным изгибом в широтном направлении. Простираение их изменяется от 330-350° в северо-западной части до 310-320° - в юго-восточной.

В каждой ветви рудные зоны залегают субпараллельно на расстоянии от 10 до 60 м между ними. Они представляют собой линейно вытянутые, не выдержанные по мощности и сложно организованные тела, которые по простираению и падению в отдельных случаях объединяются друг с другом, образуя локальные, иногда мощные раздувы (до 25 м на поверхности и до 90 м на глубине), а затем вновь расходятся. Протяженность их изменяется от 150 до 800 м. Наиболее крупные р.з. 8/23 и 13 в центральной части месторождения имеют длину соответственно 2660 и 2200 м на поверхности и выходят далеко за пределы блока в северо-западном направлении. Некоторые рудные зоны (8/23, 13, «Майская») прерывисты. Исчезая на отдельных участках, они затем вновь проявляются. Длина таких пустых интервалов составляет 120-460 м. Падение рудных зон крутое, в основном северо-восточное под углами 75-80°. Некоторые рудные зоны (3, 124, 125) имеют падение на юго-запад под углами от 60 до 85°.

Разведанность рудных зон Центрального участка высокая - до категорий В и С₁. Запасы рудных зон горизонта 550 м и ниже отвечают категории С₂. На поверхности все рудные тела вскрыты канавами через 20-30 м по простираению зон, а также многочисленными траншеями, на глубине разведаны 4-7 подземными горизонтами через 50 м по вертикали на интервале 300 м. По падению рудные зоны прослежены многочисленными восстающими, а многие из них, кроме того, подтверждены отработкой эксплуатационных блоков. Ниже самого глубокого эксплуатационного и разведочного горизонта 600 м оруденение вскрыто уже на горизонте 300 м отдельными скважинами колонкового бурения. Скважины заложены с поверхности и с подземных горизонтов через 160-300 м по простираению минерализованных зон. В структурной скв. 84, пробуренной по разрезу +5, оруденение установлено на глубине 800 м от поверхности на горизонте 0 м.

Наиболее крупными рудными зонами на Центральном участке являются р.з. 3, «Майская», 8/23 и 6-25. Первые две слагают ее северо-восточную ветвь, а р.з. 6-25 и 8/23 образуют стержневую основу юго-восточной ветви.

Рудная зона 3 - самая крупная по запасам золотоносная структура всего месторождения. Подсчитанные запасы золота здесь по состоянию на 1 января 1996 г. более 23 т, что превышает 17% от общих запасов месторождения. Эксплуатационные работы по этой рудной зоне проводятся с открытия месторождения в 1942 г. К настоящему времени руды верхних этажей на интервале 140-250 м от уровня эрозии до горизонта 650 м почти полностью отработаны.

Протяженность р.з. 3 на поверхности 800 м. В северо-западной части участка она начинается от места сочленения р.з. 30 и 31 (разрез -2), на юго-востоке примыкает к р.з. «Майская», занимающей секущее положение по отношению к ней. Мощность зоны с поверхности весьма значительна и варьирует от 10 до 30 м. Падение ее, в отличие от падения большинства рудных зон месторождения, обратное, т.е. в юго-западную сторону, навстречу рудным зонам юго-западной ветви.

Морфология рудной зоны на поверхности сравнительно проста. С глубиной форма зоны усложняется. В 60-80 м от поверхности на уровне горизонта 700 м она расщепляется на несколько ветвей, из которых основная (собственно р.з. 3) уходит на глубину до сочленения с р.з. 6-25. Другие же более мелкие ветви выделены в виде самостоятельных рудных зон (124, 125, 30, 37), имеют более крутое падение и сочленяются с р.з. 3 со стороны ее лежачего зальбанда.

Рудная зона 3 имеет склонение на юго-восток под углами от 15 до 50°. На поверхности она простирается до разреза +25, а на горизонте 650 м зафиксирована уже по разрезу +43. Склонение, вероятно, обусловлено экранирующей ролью контакта между глинистыми сланцами омчакской и диамиктитами атканской свит, что было отмечено Е. П. Машко еще в 1942 г.

Ранее считалось, что оруденение р.з. 3, целиком залегающей в диамиктитах, при соприкосновении с глинистыми сланцами омчакской свиты экранируется ими и затухает. Однако в ходе геологоразведочных работ 1991-1995 гг. на горизонтах 650 и 600 м было вскрыто продолжение ее далее на юго-восток за разрез +50. По состоянию на 1 января 1996 г. р.з. 3/62 (таково ее название в настоящее время) разведана горными выработками и скважинами колонкового бурения до разреза +90, т.е. общая длина ее на горизонте 600 м составляет около 2000 м. Установлено, что на горизонте 625 м, в районе разреза +63, простираение зоны меняется в направлении восточных румбов.

Оруденение р.з. 3 относится к типу сложных прожилково-жильных. В ее стержневой части развиты многочисленные четко выраженные, кулисообразно расположенные жилы и линзы кварца мощностью от 10-20 см до 1,5-2 м. Жилы не выдержаны по мощности, с раздувами и пережимами, а также боковыми ответвлениями. Формирование их происходило путем выполнения открытых трещин. Однако встречаются жильные тела и метасоматического происхождения. Вдоль контактов жилы сопровождаются сериями субпараллельных или прихотливо ветвящихся тонких прожилков кварца с вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализацией. Преобладающими текстурами жильного кварца являются полосчатая (за счет разнозернистого кварца), брекчиевидная и массивная.

Кварцевые жилы р.з. 3 в целом характеризуются высокими содержаниями золота. Ранее высказывалось мнение, что с глубиной роль жил в составе рудной зоны будет уменьшаться и уже на горизонте 650 м она должна быть представлена главным образом вкрапленно-прожилковым типом оруденения с относительно низкими содержаниями золота (до 10 г/т). Однако по результатам геологоразведочных и эксплуатационных работ 1991-1996 гг. эта точка зрения не подтвердилась. Было установлено, что с глубиной роль жил в составе рудной зоны не уменьшается, а, наоборот, резко возрастает, что наиболее ярко проявилось на горизонте 600 м.

Новый разведанный участок рудной зоны на этом горизонте представляет собой стержневую кварцевую жилу различной мощности с частой вкрапленностью видимого золота. Золото крупное. Часто его выделения достигали 3-5 мм в поперечнике. Иногда встречались гнезда практически мономинерального золотого состава, масса металла в которых превышала 150 г.

Мощность р.з. 3/62 на горизонте 600 м постепенно уменьшается на юго-восток. В разрезе +45 мощность ее равна 23 м, +63 - 16,8 м, +74 - 11,1 м. На последнем интервале стержневую жилу обрамляют многочисленные сложно ветвящиеся прожилки кварца с арсенопирит-пирит-галенитовой минерализацией. Далее рудная зона представлена жилой сильно катаклазированного кварца и глиной трения с включениями крупных агрегатов самородного золота. Затем в пределах разреза +80 мощность зоны резко увеличивается и происходит ее расщепление на многочисленные постепенно затухающие прожилки кварца. В кварцшлагах 7', 8' она представлена лишь системой субпараллельных сложно ветвящихся прожилков кварца с вкрапленностью мелкого видимого золота. Тектоническая нарушенность р.з. 3 в целом незначительна и мало влияет на ее морфологию.

Золото в описываемой зоне в основном приурочено к зальбандам кварцевой жилы, но встречается и во внутренней ее части как в массивном кварце, так и в обломках глинистых сланцев, включенных в кварцевую матрицу. Оно отличается по цвету - светло- и темно-желтое, что свидетельствует о наличии, как минимум, двух генераций благородного элемента.

Возникновение мощной, с крупными запасами золота р.з. 3 В. Д. Володин [1956 г.] объяснял благоприятными структурными условиями ее формирования, возникшими на участке перегиба горных пород в призматической части Наталкинской синклинали (появление трещин, внедрение и обновление растворов, отложение золота). Диагональные и поперечные разрывные нарушения смещают отдельные блоки зоны относительно друг друга в плане до 2-3, иногда до 5 м. Наибольшее количество таких смещений установлено в центральной части рудной зоны по разрезам +15 и +20, где она пересекается крупным поперечным нарушением, представленным серией субпараллельных разрывов типа взбросо-сдвигов. Нарушение дорудное, но подновленное в послерудное время. С этим связано как смещение блоков рудной зоны в плане, так и текстурно-структурное несовпадение ее минерального выполнения по разные стороны трещин.

Один из наиболее крупных поперечных взбросо-сдвигов установлен при отработке эксплуатационного блока 58, где он на 26 м в плане смещает блоки р.з. 3. Помимо крутопадающих разрывных нарушений, нередко встречаются пологие (также типа взбросо-сдвигов), амплитуда горизонтального смещения по которым достигает 20 м. Такие пологие сместители установлены при отработке эксплуатационных блоков 51 и 66 между горизонтами 700 и 650 м.

Рудная зона «Майская», одна из наиболее крупных в центральной части месторождения, находится в составе северо-восточной свиты рудных тел. Ее запасы по категории С₁ составляют 5,6% от общих запасов золота на месторождении и около 20% от запасов металла по его центральному блоку. Зона была открыта в 1965 г. Разведка ее ведется и в настоящее время.

На поверхности эта зона представляет собой прерывистое тело, суммарная длина которого равна 420 м. Оно находится в створе р.з. 3 на юго-восток от нее и располагается между разрезами +19 и +47. С глубиной протяженность р.з. «Майская» значительно увеличивается и на горизонте 750 м уже составляет 840 м, а на горизонте 650 м - почти 1500. На нижнем (650 м) горизонте она прослежена на протяжении всей центральной части месторождения от разреза +44 до разреза -26 на Северо-Западном участке. Полная длина ее на подземных горизонтах пока не установлена, поскольку разведка флангов месторождения продолжается. Мощность зоны сравнительно небольшая и обычно изменяется от 1,5-2 до 10-12 м. Азимут простирания ее 335-345°, иногда отклоняется до 355°, падение северо-восточное под углами 65-75°. Зона разведана на пяти горизонтах через 50 м по вертикали на глубину до 290 м от поверхности.

На глубине р.з. «Майская» залегает субпараллельно р.з. 3, но находится от нее северо-восточнее на расстоянии от 40 до 100 м на горизонте 750 м и от 130 до 200 м на горизонте 600 м. По простиранию и падению положение зоны контролируется маломощной (0,5-3,0 м), хотя и протяженной дайкой спессартитов. Тип оруденения прожилково-жильный. Зона сложена жилами кварца мощностью от 0,3 до 7 м, небольшими линзовидными телами, а также системами субпараллельных и ветвящихся прожилков кварца, которые как размещаются в приальбандовых частях дайки, пронизывая вмещающие породы, так и развиваются непосредственно по спессартитам.

Распределение золота в рудной зоне неравномерное, но устойчивое. Содержания золота в сечениях рудной зоны изменяются обычно от 2,5 до 10 г/т, реже достигают больших значений. Безрудные, точнее, слабозолотоносные интервалы с содержаниями золота менее 1,5 г/т отмечаются редко, в единичных сечениях. Тектоническая нарушенность рудной зоны проявлена довольно сильно, особенно со стороны висячего бока. Характерны продольные разрывы, располагающиеся вдоль дайки спессартитов, по которым развиты зоны окварцевания мощностью 0,3-0,5 м. Помимо продольных, установлены диагональные и поперечные нарушения типа взбросо-сдвигов, незначительно смещающие отдельные блоки рудной зоны в горизонтальной плоскости до 0,5-1,5 м, но иногда эти смещения достигают 10-15 м.

Сочетание мощных продольных и поперечных разрывных нарушений - причина значительной ослабленности пород рудной зоны и необходимости вследствие этого оперативного крепления ее пересекающих выработок.

Рудная зона 6-25 подробно рассмотрена при характеристике северо-западной части месторождения. В центральной же его части располагается ее юго-восточный фланг протяженностью 420 м (между разрезами -10 и +11). Рудная зона здесь, являясь фрагментом юго-западной ветви рудных тел, так же как и другие зоны этой ветви, отклоняется от северо-восточной в южном направлении. На плане горных выработок в разрезе -5 она находится на расстоянии 40 м от р.з. 31. 3, а в разрезе +11, где она выклинивается, уже на расстоянии 160 м от них.

На интервале рассматриваемой части месторождения р.з. 6-25 образует мощный раздвиг длиной 300 м. Начинается он в разрезе -7, где происходит сочленение рудных зон 6-25 и 20, оканчивается в разрезе +8, где р.з. 6-25 расщепляется. Раздвиг представляет собой жилообразное по форме тело с небольшими изменениями мощности, от 25 до 35 м. Азимут простирания зоны на этом отрезке 350°, падение северо-восточное, крутое (75-85°). Ведущий тип оруденения - жильно-прожилковый. В центральной части рудной зоны в мощном чехле метасоматически измененных пород, пронизанных субпараллельными и ветвящимися прожилками кварца, кулисообразно располагаются жильные тела и линзы кварца мощностью до 1-2 м.

Содержания золота в рудной зоне низкие и изменяются в сечениях от 2 до 5 г/т. На поверхности среднее содержание золота составляет 3,7 г/т, на горизонте 650 м - 4,0 г/т. Мощность рудной зоны возрастает от 5,5 м на поверхности до 8,5 м на горизонте 650 м.

Рудная зона 8/23 наиболее протяженная на месторождении. ее длина на поверхности составляет около 2300 м. Запасы золота в зоне по категории C_1 - 4,7% от общих по месторождению.

Рудная зона простирается через всю центральную и почти через всю северо-западную части месторождения и выклинивается на поверхности в разрезе -60. Азимут простирания ее изменяется с севера на юг от 335 до 340-345°, падение северо-восточное, крутое (70-85°). Мощность непостоянна и изменяется на поверхности от 2-5 до 10-15 м. Коэффициент вариации содержания золота на поверхности равен 98, на горизонте 790 м - 80, и далее через каждые 50 м по глубине он составляет соответственно 48, 45, а на горизонте 650 м - 50.

В общем пучке рудных зон месторождения р.з. 8/23 находится со стороны его юго-западного обрамления и отстоит от ближайших р.з. 7, 6-25 и 13 на расстоянии от 5-10 до 50 м. На поверхности она представляет собой линейно вытянутое тело, осложненное в отдельных местах раздувами, прослеженными и на глубину (в разрезах +25, +10, +5, -5 и др.). Раздувы обычно локализованы в местах сочленения нескольких зон. Их мощность достигает 20, 40 и даже 96 м (разрез -5, узел сочленения р.з. 8/23, 6-25 и 3). Вблизи горизонта 650 м рудные зоны вновь разъединяются. Кроме того, от р.з. 8/23 местами отходят боковые ответвления и сама она иногда причленяется к р.з. 6-25. Все это в целом усложняет морфологию рудной зоны.

Изученность зоны в целом высокая. По вертикали она разведана на 150-300 м от поверхности на семи подземных горизонтах через 30-50 м. По падению прослежена многочисленными восстающими и подтверждена отработкой нескольких десятков эксплуатационных блоков. По данным буровых работ по скв. 1008 оруденение в этой зоне установлено на 300 м ниже горизонта 600 м.

Преимущественный тип оруденения в р.з. 8/23 метасоматически-прожилковый. Мелкобрекчированные горные породы рассечены обычно густой сетью тонких сложно ветвящихся, реже субпараллельных прожилков кварца мощностью от 1-3 до 7-10 мм. Степень метасоматического окварцевания обломочного материала средняя или слабая, и лишь иногда встречаются участки интенсивного преобразования пород. Повсеместно в рудной зоне присутствует частая (2-5% от массы пород) вкрапленность арсенопирита и менее - пирита. Жилы и линзы кварца для зоны не характерны, встречаются редко и имеют небольшую мощность (4-10 см).

Золото в рудах распределено неравномерно, и с глубиной его содержания уменьшаются с 5,6 на поверхности до 4,2 г/т на горизонте 650 м. Однако изменение концентраций золота носит периодический характер. Наиболее высокие содержания золота в сечениях достигают по канавам и траншеям - 19,5 г/т, на горизонте 750 - 26 г/т, на горизонте 700 - 19,5 г/т, на горизонте 650 - 17,4 г/т, на горизонте 600 - 7,23 г/т. На поверхности на северо-западном фланге месторождения в рудной зоне иногда встречаются безрудные интервалы протяженностью до 200 м. Средняя мощность рудной зоны с глубиной возрастает от 3,8 м на поверхности до 8,5 м на горизонте 600 м.

Нарушенность р.з. 8/23 элементами послерудной тектоники довольно сильная. Выделяются разрывные нарушения продольные и диагональные. Продольные обычно развиваются в зальбандах рудной зоны. Диагональные и поперечные разрывные нарушения обуславливают ступенчатое положение блоков зоны с небольшой амплитудой смещения (0,5-1,5 м). Мощность разрывных швов обычно мала (3-7 см). Наиболее крупное смещение рудной зоны (27 м) установлено при отработке эксплуатационного блока 26. Разлом, по которому произошло такое смещение, представлен мощной (до 3 м) зоной смятия и развальцевания пород. Этот разлом, имея, по-видимому, древнее дорудное заложение, периодически подновлялся на рудном и послерудном этапах развития структуры месторождения.

Юго-Восточный участок месторождения находится в междуречье Увальчика и Глухаря (от разреза +50 до разреза +170). Он расположен в южной части Наталкинской синклинали, где породы имеют преимущественно пологое, наклонное залегание. На участке развиты в основном глинистые сланцы и песчаники омчакской свиты, перекрывающие отложения атканской.

На участке локализованы 24 рудные зоны, которые заключают 14% запасов золота месторождения. Из них 16 оконтурены на поверхности, остальные - на подземных горизонтах. Рудные зоны четко группируются в двух расходящихся в северо-восточном и юго-западном направлении ветвях. Ранее этот факт был уже отмечен при описании рудных зон центральной части месторождения. В разрезах +50 и +125 расстояние между ветвями возрастает со 180 до 600 м. Наряду с расхождением рудных зон происходит и плавное их изгибание к востоку. Самая протяженная северо-восточная ветвь разворачивается наиболее сильно и меняет направление в районе разреза +140 с северо-западного до широтного. Юго-западная ветвь рудных зон, также изменяя направление, выклинивается вблизи разреза +130.

В северо-восточной ветви рудных зон самые протяженные р.з. «Участковая» и 3/62. Длина остальных невелика и изменяется от 100 до 500 м. Рудные зоны расположены субпараллельно на расстоянии друг от друга от 10 до 70 м. В юго-западной ветви рудных зон наиболее протяженной является р.з. 57-58. Длина остальных находится в пределах 80-350 м. Рудные зоны залегают субпараллельно на расстоянии друг от друга от 1 до 80 м. Мощность их изменяется от 2 до 15 м, а в р.з. «Участковая» достигает 35 м. Падение рудных зон юго-западной ветви крутое, на северо-восток, под углами 75-90°. а северо-восточной, напротив, пологое (30-50°), но также северо-восточное.

Разведанность рудных зон различна. Зоны юго-западной ветви вскрыты на двух подземных горизонтах (850 и 800 м) и разведаны в целом по вертикали на глубину до 120 м от поверхности. Основные рудные зоны северо-восточной ветви разведаны на пяти подземных горизонтах через 50 м по вертикали до глубины 250 м от поверхности.

подавляющая часть запасов золота на участке сконцентрирована в р.з. «Участковая» и 3/62, которые и рассмотрим более детально.

Рудная зона «Участковая» - одна из крупнейших зон месторождения как по протяженности, так и по запасам золота. Протяженность ее на поверхности равна 2300 м, а заключенные в ней запасы металла составляют 9% от запасов месторождения по категории C_1 . Зона образует стержневую основу северо-восточной ветви рудных зон. Падение ее на основном интервале наклонное (30-50°) на северо-восток, а в южной части - на север. Мощность на поверхности изменяется от 2 до 24 м. На подземных горизонтах пик мощности приходится на горизонт 650 м, достигая 27 м. Максимальная мощность на горизонте 600 м составляет 14 м.

Зона разведана с поверхности и на шести подземных горизонтах (800, 750, 700, 650, 600 м) через 50 м. Ниже горизонта 575 м оруденение вскрыто отдельными скважинами колонкового бурения до глубины с абсолютной отметкой 500 м. По падению рудная зона прослежена многочисленными восстающими и подтверждена отработкой ряда эксплуатационных блоков. Восточный фланг р.з. «Участковая» на горизонте 600 м и ниже пока не оконтурен.

Положение р.з. «Участковая» контролируется дайкой спессартитов и мощным разломом. Дайка очень невыдержанная по простиранию и падению, с раздувами, пережимами и многочисленными апофизами. Часто она прерывается и после некоторого значительного интервала проявляется вновь. При этом отдельные дайковые тела расположены кулисообразно, последовательно смещаясь к северо-востоку относительно простирания рудной зоны в юго-восточном направлении. Наиболее полно эта дайка вскрыта горными выработками на горизонте 650 м (на протяжении почти 1300 м). Мощность ее здесь иногда достигает 10 м, хотя обычно составляет 1-4 м.

Висячем боку дайки, непосредственно у контакта или на некотором удалении, прослеживается крупное разрывное нарушение (разлом Участковый) с внутриразломными тектонически переработанными, развальцованными породами мощностью до 5-6 м. Разлом имеет неровную волнистую конфигурацию по простиранию и падению. Углы падения его изменяются от 20-30 до 45-65° на северо-восток. Вблизи разлома выявлены очень характерные загибы слоев пород: со стороны висячего бока - вверх под небольшим углом к горизонту (5-10°); со стороны лежачего за 10-15 м до разлома породы начинают плавно изгибаться вверх и в 3-5 м от него нередко приобретают крутое падение (45-80°) с образованием складок волочения.

Морфология рудной зоны в целом сложная. В плане она представляет собой протяженное жилое тело, юго-восточный фланг которого развернут в широтном направлении. Северо-западная часть этого тела по простиранию и падению неоднократно меняет ориентировку. В местах изгибов от нее отчленяются апофизы длиной от 90 до 280 м, часто с высокими концентрациями золота. В разрезе эти апофизы обычно подстыкуются к основному рудоконтролирующему нарушению со стороны его лежачего бока. При этом одни из них под острым углом прилегают к разлому, но имеют более крутое падение на северо-восток. Другие же, не меняя простирания, приобретают обратное, преимущественно крутое падение (до 50-80°). Вследствие изгибов плоскостей рудоконтролирующего разлома и дайки спессартитов по падению углы падения рудной зоны также непостоянны и изменяются от 20 до 50°, а иногда и до 70°, что существенно усложняет как разведку, так и отработку этой зоны.

Ниже приведена характеристика р.з. «Участковая» на различных горизонтах (с увеличением глубины).

Горизонт 650 м (район восстающего 178). Кварцевые прожилки мощностью 1-2 мм, образующие ортогональную сетчатость в слабоизмененных алевролитах, содержат мелкую (до 2 мм в поперечнике) вкрапленность короткостолбчатых кристаллов арсенопирита и линзочки пирита размерами 2×10 мм. Прожилки кварца ориентированы поперек линзочек пирита и секут их.

Горизонт 600 м (разведочный штрек). Минерализованная зона мощностью около 2 м с кварцевыми жилами, которые сложены полупрозрачным мелко-среднекристаллическим кварцем серовато-белого цвета. Мощность жил до 20 см. Текстура их в зальбандах брекчиевая. Обломочный материал брекчий

представлен слабоизмененными алевролитами. Внутренняя часть жил имеет полосчатое, зональное строение, изменяя свой облик от жильного молочно-белого мелкокристаллического кварца через зону серого и темно-серого метасоматического кварца (мощностью 5-15 см) к зоне сетчатого микропрожилкования и далее - брекчирования в измененных алевролитах. В кварце отмечаются гнезда (до 1 см) и вкрапленность (до 2-3 мм) арсенопирита, а также многочисленные микропустотки с шестоватыми (до 5 мм) микрокристалликами горного хрусталя, в которых нередко отмечаются мелкие (до 1 мм) золотины светло-желтого цвета. Золото обычно ассоциирует с галенитом, реже с длиннопризматическим арсенопиритом, зеленовато-коричневым сфалеритом и каолинитоподобным землистым минералом белого цвета.

Горизонт 575 м (апофиза 2 р.з. «Участковая»). Вскрыта зона субпараллельного кварцевого прожилкования в сульфидизированных алевролитах мощностью около 1,5 м. Сульфиды представлены пиритом и арсенопиритом, содержания которых достигают 10% от массы пород. Мощность кварцевых и кварц-сульфидных прожилков до 1-2 см. Кварц серовато-, молочно-белого цвета, мелкокристаллический. Прожилки кварца часто расщепляются на своеобразные субпараллельные нити. В наиболее мощных из них наблюдаются угловатые обломки слабоизмененных вмещающих пород. Такие системы прожилков переходят по простиранию в зоны сетчатого прожилкования или брекчирования, в которых прожилки интенсивно обогащены (до 75% объема полостей выполнения) крупнокристаллическим арсенопиритом. Агрегаты арсенопирита представляют собой сростки (размером до 2-3 см) уплощенно-ромбических кристаллов, разбитых трещинками, заполненными тонкой сульфидной (арсенопиритовой) крошкой. Зоны брекчий постепенно сменяются жилами светло-серого сливного кварца мощностью до 10-15 см, содержащего частую (5-10%) вкрапленность уплощенно-ромбического арсенопирита размером до 1 см по длинной оси, а также редкие угловатые обломки алевролитов. Жильная зона срезается разломом, в котором отмечаются тонкие прожилки кварца с пиритом и стяжения мелкокристаллического сульфидного агрегата мощностью до 1 см при длине до 10 см. Выделения сульфидов представляют собой микророзернистый неясноограненный пирит, обрастающий стенки трещинок, а также обломочки алевролитов и кварца.

Внутреннее строение р.з. «Участковая» в целом неоднородное. С учетом ее структуры и состава представляется возможным выделить несколько присущих ей типов руд: развальцованные вмещающие породы с червеобразными прожилками кварца, осадочные породы с тонкосетчатым прожилкованием и участками сплошного метасоматического окварцевания, жильный кварц, минерализованные породы дайки, породы с линейными субпараллельными прожилками кварца.

Наиболее проявлены в рудной зоне два первых типа руд, различающихся при общей невысокой золотонности (1,5-5, иногда до 20 г/т) значительными объемами. Высокими содержаниями золота (10-100 г/т и более) характеризуются жильный кварц и оруденелые дайковые породы, что является основной причиной неравномерного распределения золота в рудах. В рудной зоне коэффициент вариаций содержания золота изменяется от 70 до 110, а мощности от 70 до 90.

На морфологию рудной зоны в значительной мере влияет пострудная разрывная тектоника, которая в основном связана с деятельностью длительно живущего и периодически подновляющегося разлома Участковый. Поперечные разрывные нарушения хотя и распространены, но, как правило, какого-либо заметного влияния на морфологию рудной зоны не оказывают.

Рудная зона 3/62 - одна из крупнейших зон месторождения - получила свой нынешний код по результатам геологоразведочных работ последних лет (1991-1996 гг.). Работы начинались по доизучению р.з. 62, расположенной в разрезах +50 и +63 и разведанной лишь горными выработками на горизонте 650 м. В ходе их проведения было установлено, что эта зона является продолжением давно известной р.з. 3. Подробное описание р.з. 3 приведено выше при характеристике Северо-Западного участка. Здесь же представляется целесообразным привести сведения по составу и строению той ее части, которая в последние годы вскрыта на следующем, более глубоком горизонте 600 м.

На горизонте 600 м (квершлаг 4', блок 659) р.з. 3/62 представляет собой мощную зону сетчатого прожилкования и метасоматического окварцевания. Мощность полос, сложенных серым и темно-серым метасоматическим кварцем, 20-30 см. В них отмечаются псевдопрожилки молочно-белого кварца с сечением 1-5 см. Наблюдается переход от неяснополосчатого пятнистого метасоматического кварца с вкрапленностью пирита и арсенопирита (образующего тонкую сыпь, на долю которой приходится до 10% массы кварца) к светло-серому метасоматическому кварцу, более однородному по окраске, с мень-

шим количеством сульфидов и с редкими выделениями мелкого (менее 0,5 мм) золота, локализованного вдоль его границ. В темно-сером метасоматическом кварце встречаются просечки шириной менее 1 мм, выполненные мелкокристаллическим арсенопиритом. В метасоматическом кварце серого цвета иногда видна вкрапленность шеелита рыжеватого-коричневого цвета, скопления которого образуют гнезда размером до 1 см. В брекчиевидных зонках с сетчатым прожилкованием встречается поздний кальцит, тонкие жилки которого пересекают все более ранние минеральные агрегаты. Главная особенность этой части рудной зоны - интенсивный кварцевый метасоматоз рудокластов и наличие большого количества вкрапленного арсенопирита.

Рудная зона 61 (горизонт 600 м, квершлаг 9', блок 1) образует полосу интенсивного окварцевания и сетчатого прожилкования мощностью около 2 м в алевролитах. Осевая часть зоны сложена кварцем. Алевролиты обогащены тонкой сыпью сульфидов, представленных короткостолбчатыми микрокристалликами арсенопирита (0,1-0,2 мм) и иногда несколько более крупными зернами пирита (до 1 мм). Обломки осадочных пород пронизаны частой сетью тончайших линейных субпараллельных прожилков кварца, которые в свою очередь пересечены более мощными кварцевыми прожилками поздней генерации. Видны следы многократных деформаций рудной зоны. На участках интенсивного перемещения обломочного материала формируются полосы микробрекчиевого строения. Местами отчетливо виден постепенный переход текстур просечек и прожилкования в текстуры брекчирования, сменяющиеся по простиранию или восстанию массивными текстурами крупных кварцевых жил. Часто эти агрегаты, как единое целое, пересекают пояса брекчированных и окварцованных алевролитов более ранней стадии развития зоны.

В целом следует отметить, что кварц метасоматического происхождения в зоне значительно преобладает над кварцем выполнения пустот. Нередко пояса или неправильной формы участки метасоматического кварцеобразования включают стержневые, переменной мощности, симметрично построенные жилы и прожилки полупрозрачного кварца, часто содержащие в центральной своей зоне небольшие друзы горного хрусталя и гнезда каолиноподобного минерала. Основной же материал прожилков представлен молочно-белым кристаллически-зернистым кварцем неравномерозернистого строения. Такие прожилки имеют четкие, но нерезкие границы с метакварцем. В молочно-белом жильном кварце в призальбандовых частях жилок иногда видны мелкие (0,1-0,2 мм) крючковатые выделения золота зеленовато-желтого цвета. Такой кварц часто сопровождается участками интенсивно брекчированных пород (до 10 см вдоль зальбандов жил), в которых обломки алевролитов в различной степени окварцованы и сульфидизированы.

На отдельных участках (у квершлага) эта зона представлена серией субпараллельных прожилков молочно-белого кварца, аналогичного описанному на примере других интервалов, также сопровождающегося кварцевыми метасоматитами темно-серого цвета. Висячем боку этой части зоны субпараллельно кварцевой размещена кальцитовая жила с занорышами, выполненными агрегатами кристаллов полупрозрачного светло-серого кальцита. Размер отдельных кристаллов до 3-5 см. Мощность жилы до 20 см. Эта жила сечет кварцевую. В жилках молочно-белого кварца местами отмечается обильное мелкое ажурно-каркасное золото, которое обычно локализуется на их контакте с алевролитами, реже в интерстиционных пустотках в кварце. В первом случае у них зеленовато-желтый цвет, во втором - красновато-желтый. В отдельных прожилках такое обильное золото тесно ассоциирует с галенитом, реже со сфалеритом. Более крупное (2-3 мм) золото практически всегда приурочено к интерстициям в кварце. Изредка золото отмечается и среди тонкозернистого темно-серого метасоматического кварца.

Рудная зона 64 (горизонт 710 м, восстающий 113). Зона сложена маломощной (1,5-2 м) полосой алевролитовых брекчий, сцементированных кварцем. Литокласты зоны по размеру хотя и не одинаковы, но в целом не велики - от долей миллиметра до первых сантиметров. Выделяются несколько генераций кварца, различающихся по размеру зерна, цвету и взаимоотношениям их агрегатов друг с другом. Ранний - серый мелкозернистый кварц в тонких просечках. Следующая генерация представлена светло-серым полупрозрачным кварцем, часто с гранями кристаллов, слагающим более крупные прожилки и жилы. И, наконец, мелкодрузовый кварц свободных полостей роста. Такие полости содержат хаотично ориентированные (сломанные, перемещенные, сросшиеся) шестоватые кристаллики кварца, иногда совместно с более поздними выделениями агрегатов белого кальцита. Вмещающие алевролиты содержат

тонкую (менее 0,2 мм) вкрапленность изометричных кристаллов арсенопирита и редкие стяжения пирита. Такие темно-серые сульфидизированные фрагменты вмещающих пород заметно отличаются от полностью замещенных кремнеземом обломков, превращенных в серый метасоматический кварц, подобный, например, кварцу апофизы 2 р.з. «Участковая». По простиранию такие участки интенсивной сульфидизации переходят в обычные брекчии с мелкокристаллическим кварцевым цементом, в котором можно встретить единичные золотины (до 1-2 мм в поперечнике) и редкие зерна светлого сфалерита - клейофана.

На горизонте 650 м (апофиза 3, юго-восточный штрэк, восстающий 198) р.з. 64 представляет собой полосу сетчатого прожилкования в метасоматически измененных (интенсивно окварцованных) алевролитах, в которых помимо мелких изометричных кристаллов арсенопирита присутствуют небольшие (1-2 мм) скопления пирита. В составе зоны нередко встречаются также жилы и прожилки молочно-белого зернистого кварца с кристалломорфной огранкой мощностью до 10 см, содержащие вкрапления золота и галенита, а также единичные выделения халькопирита. Причем золото и галенит тяготеют к зальбандам жил и прожилков, а халькопирит отмечен только в их центральных частях.

В устье рассечки 1 (горизонт 650 м) вскрыты руды сетчатого кварцевого прожилкования с обильными выделениями крупнозернистого арсенопирита. Размер кристаллов арсенопирита до 3-5 мм. Минерал выполняет прожилки в кварцевой матрице рудной зоны и во вмещающих алевролитах. Мощность прожилков до 8 мм при длине до 5 см.

На следующем по глубине горизонте (600 м, апофиза 1, квершлаг 11') рудная зона представлена слабобрекчированными алевролитами, обломки которых интенсивно окварцованы. Метасоматическое замещение обломочного материала кремнеземом сопровождается в границах зоны прожилково-жильным отложением кварца путем выполнения густой сети мелких трещин. Кварц, слагающий жилы, сливной молочно-белый. Во вмещающих зону породах на этом горизонте часто встречаются отдельные крупные (до 3-8 мм) кристаллы и сростки кристаллов пирита с горизонтальной штриховкой граней. Содержание сульфидов в целом невысокое - до 5% от массы породы. В самой рудной зоне пирита мало, а в измененных обломках алевролитов, вмещающих рудную зону, преобладает вкрапленность арсенопирита. Мощность прожилков кварца до 5 см. И брекчии алевролитов, и кварцевые прожилки иногда содержат зеркала скольжения, на плоскостях которых хорошо видны растертый графитовый(?) материал и новообразования пирита.

Бликие по строению руды сетчатого кварцевого прожилкования тем же квершлагом 11' вскрыты при пересечении апофизы 2. Однако вмещающие алевролиты в этой части зоны почти не содержат вкрапленного пирита. В друзовидном кварце иногда встречаются выделения вероятно переотложенного золота размером менее 0,2 мм и единичные зерна сфалерита (клейофана). Межкристаллические полости в кварцево-друзовых агрегатах обычно выполнены каолинитом.

3.3. Строение руд

Гидротермальные образования Наталкинского месторождения по времени проявления и отношению к основному периоду рудоотложения можно разделить на три группы: дорудные, рудные и пострудные. К дорудным относятся обособленные и обычно небольшой мощности (до 10 см) метаморфогенные кварцевые и полевошпат-кварцевые жилы. Кварцевые жилы характеризуются довольно однородным строением без существенной дифференциации минеральных агрегатов ни по составу, ни по структурам. Элементы неоднородности проявляются иногда в неравномерном распределении осадочного кластического материала в зальбандах жил или же в кварцевой матрице внутри жил. Кварц-полевошпатовые жилы также просты по строению, но в них четко видны осевые или призальбандовые зоны обогащения или сплошного отложения полевого шпата (фототабл. IVA).

Формирование рудных гидротермалитов - следствие интенсивного проявления процессов метасоматического замещения вмещающих пород, их дробления и образования минерализованных брекчий, формирования жил и прожилков выполнения пустот.

Рудные метасоматиты достаточно однородны. Чаще всего вмещающие породы на площади развития рудных зон в различной степени окварцованы и сульфидизированы, что обусловило возникновение специфических рудоносных метасоматически преобразованных пород с различными мега-, макро- и микротекстурами (фототабл. IV Б, В, Г; VA, B).

Руды прожилкового типа, по-видимому, сформированы в результате однократного заполнения мелких трещинных систем главного и оперяющих направлений одной стадии минералообразования (фототабл. III В; IV Г; V Г, Д). Смена плана деформаций должна приводить к закрытию одних систем тектонических нарушений, раскрытию других и, соответственно, появлению систем жил новой ориентировки.

Наиболее полно история развития минерализации рудного поля может быть раскрыта на примере анализа режима формирования зон сетчатого прожилкования со стволовыми жилами, апофизами жил, которые часто сопровождаются поясами микробрекчий или локальной складчатости (типа складок волочения). Взаимоотношения зон этого типа с другими, так же как и минеральных агрегатов различного возраста, состава и строения, внутри зон устанавливаются сравнительно легко, поскольку текстуры руд (массивные, пятнистые, полосчатые, прожилковые, дробления, кавернозные) и структуры минеральных агрегатов (равномерно- и неравномернозернистые, зональные, окаймления, замещения, обломочные) позволяют судить о последовательности процессов на различных уровнях организации вещества. Для изолированных зон брекчирования и метасоматитов проведение такого анализа вызывает определенные затруднения из-за структурно-вещественного подобия и нечеткости во взаимоотношениях разновременных минеральных ассоциаций, сформировавших эти тела.

В жильных и прожилково-жильных рудных зонах обычно выделяется не менее трех систем субпараллельного прожилкования, каждая из которых имеет свою пространственную ориентировку и характеризуется определенной интенсивностью развития. Тем не менее, все системы прожилков на уровне мегатекстур крупных по площади минеральных агрегатов располагаются согласованно с направлением крупных обособленных жил и рудных зон в целом. При этом для прожилков подчиненных систем трещин характерны более сложная морфология и более значительные вариации их мощности, чем для прожилков главного направления трещинообразования.

В некоторых рудах сложного строения установлено поясовое распределение разновременных минеральных агрегатов. Субпараллельное положение таких поясов с относительно резкой границей между ними, различия в составе и строении объясняются, по-видимому, периодическим раскрытием одной и той же системы трещин и отложением нового минерального сообщества. Последовательность формирования поясов устанавливается по фактам захвата фрагментов ранних минеральных образований более поздними.

Рудные зоны брекчиевого типа широко распространены на месторождении (фототабл. V Е; VI Г). Обычно они сопровождают зоны других структурно-морфологических типов, но проявляются и как самостоятельные тела. По взаимоотношениям кластической и цементирующей массы можно выделить одно- и многоактные брекчии. Наиболее часто встречаются одноактные алевролитово-кварцевые брекчии. Размеры обломков брекчиевых агрегатов не превышают 5-8 см, составляя в среднем 1-3 см. Количество обломочного материала также переменное. В зонах сложного структурно-морфологического типа с кварцевыми жилами руды брекчиевого строения характеризуют внешние части зон и отдельных крупных жил. Доля кластического материала к центральной части жил резко уменьшается. Кварц, цементирующий обломки алевролитов, по составу обычно однороден. Его агрегаты различаются лишь по структурным особенностям, образуя в целом неравномернозернистые минеральные сообщества с пятнистой серой окраской, которая, как правило, обусловлена неравномерным распределением мелкообломочного материала вмещающих пород ближе к эндоконтам жил и тонкодисперсного углистого вещества во всей кварцевой матрице. Брекчии с обломками дайковых пород встречаются редко и обычно лишь вблизи контактов с дайками.

Многоактные брекчии с отчетливыми следами разновременного образования кластического и цементирующего материала на Наталкинском месторождении встречаются не часто. Характерный элемент строения этих брекчий - присутствие в качестве обломочного материала фрагментов ранних брекчий с кварцевым цементом (фототабл. VI Г). Однако состав и строение цементирующего кварца в разновременных брекчиях существенно не различаются. Несомненно, что формирование полистадийных рудных брекчий отражает сложный характер внутрирудной тектоники на месторождении. Рудная мине-

рализация во всех разновидностях брекчий распределяется в целом равномерно, локализуясь в цементирующем кварце, вдоль границ обломков осадочных пород, во вкрапленных сульфидах в литокластах. Иногда обломки пород в брекчиях окаймлены сульфидами гидротермального происхождения.

Пересечение рудных зон различных структурно-морфологических типов встречается редко. Так, имеются данные о пересечении относительно ранних прожилковых образований зонами дробления и брекчирования (фототабл. VI Б). На отдельных участках выявлены факты пересечения брекчиевых руд кварцевыми жилами с ровными контактами (фототабл. VI В). В осевых частях рудных зон продукты поздних стадий, практически не отличаясь по составу от относительно ранних минеральных парагенезисов, скрывают следы временных взаимоотношений и лишь иногда образуют обособленные секущие прожилки, отличающиеся по цвету или структуре слагающих их кварцевых агрегатов от массивного кварца основных жил. Факты многократного пересечения близких по составу и структуре агрегатов, слагающих рудные зоны, свидетельствуют о длительном процессе перестройки и становления структуры месторождения.

Послерудные гидротермалиты представлены кварцевыми, пирит-кварцевыми и карбонатно-кварцевыми образованиями. Структура кварцевых и карбонатных агрегатов аллотриоморфно-зернистая и друзовидная (фототабл. IV Е).

Из приведенных данных о строении руд Наталкинского месторождения видно, что основной причиной широкого разнообразия их текстур и структур является длительное и сопряженное по времени становление рудных зон месторождения и развитие гидротермальных процессов, вначале - метаморфогенных, затем или вместе с первыми - магматогенных. Неоднократное изменение пространственного положения эллипсоидов напряжений в складчатой структуре рудного поля в целом, на отдельных ее участках (крылья и замок синклинали), в межразломных блоках, на участках сопряжения пород с различными механическими свойствами (песчаники и аргиллиты, алевролиты и дайки) на различных этапах ее развития сопровождалось появлением ориентированных зон смятия и брекчирования, поясов метасоматического преобразования пород, систем жил и прожилков, общий рисунок размещения которых подчинен преобладающему и наиболее мощному направлению действующих в этой части земной коры сил, приведших к формированию в целом дуговидной золотоносной структуры.

Положение рудных зон различных структурно-морфологических типов Наталкинского месторождения, общий рисунок их размещения вполне согласуются с такой схемой их формирования. Протяженные зоны брекчирования, пояса метасоматического изменения пород, а также рудные тела жильного и прожилково-жильного типов явно контролируются как структурами длительного временного интервала развития (разрывными нарушениями глубокого заложения и синклинальной складкой), так и локальными, часто подновляющимися структурами дизъюнктивного и пликвативного планов.

Строение руд, несмотря на кажущееся однообразие, свидетельствует о длительной и сложной истории формирования месторождения. Основными факторами, оказавшими заметное влияние на строение руд, явились литология вмещающих пород, их физико-механические свойства (зернистость, хрупкость, пластичность, проницаемость), приуроченность оруденения к рудоконтролирующей зоне разломов глубокого заложения, сопровождающихся рудоподводящими трещинами оперения, длительность и многоактность структурной перестройки рудовмещающего каркаса месторождения, наконец, влияние скрытых магматических очагов. С деятельностью последних связаны на раннем этапе развития рудного поля внедрение даек спессартитов, регионально-контактовый метаморфизм пород, возможно, обогащение структуры элементами платиновой группы; на позднем - общая тектоническая активизация рудного узла, вызвавшая послерудное осложнение золотоносных структур и проявление типоморфной для складчатых структур рудного района серебряной минерализации.

Согласно приведенным данным и с учетом требований Инструкции по применению классификации запасов, большинство рудных зон месторождения по размерам относится к группе крупных (свыше 1 км), меньшая часть - к средним (0,3-1 км). Рудные зоны в общем характеризуются достаточной устойчивостью содержания золота и невысокой изменчивостью мощности. Коэффициенты вариации находятся в диапазоне 50-100, редко выше. Послерудная тектоническая нарушенность минерализованных зон сравнительно невысокая. Все это, с учетом вышеприведенной характеристики оруденения, позволило отнести Наталкинское золоторудное месторождение ко 2-й группе.

3.4. Распределение золотого оруденения

Распределение золотого оруденения Наталкинского месторождения характеризуется выдержанностью как по простиранию, так и по падению и невысокими в целом значениями концентраций благородного металла. Средние содержания золота по основным рудным зонам изменяются от 3 до 10 г/т. Максимальные в отдельных пересечениях достигают 20-34 г/т. Большинство рудных зон характеризуется очень малой изменчивостью содержаний золота. Для некоторых рудных зон (например, «Участковая», «Майская») характерно неравномерное распределение золота с коэффициентом вариации 70-110. Отдельные рудные зоны даже на участках интенсивного обогащения кварцево-жильным материалом отличаются крайне неравномерным распределением золота. Так, на горизонте 650 м (р.з. 64, апофиза 2, рассечка 142) выявлен 5-метровый интервал частого кварцевого прожилкования. Кварц молочно-белый, мелкокристаллический, однотипный для всего интервала. Однако его рудоносная (золотосодержащая) часть, по данным опробования, составляет лишь 2 м.

Богатые содержания золота (до 100-300 и даже 1000 г/т) устанавливаются на месторождении нередко. В одних случаях они отмечаются в отдельных рядовых пробах, в других образуют небольшие обособления; для некоторых рудных зон характерны богатые рудные столбы.

Для определения формы, размеров и положения в пространстве обогащенных участков рудных зон на их вертикальных проекциях построены изолинии распределения золота, на которых четко отображаются указанные особенности в распределении золота. Так, например, для р.з. 8/23 характерно развитие большого количества мелких обогащенных участков в виде кустов, гнезд и линз, в размещении которых по отношению друг к другу отсутствуют какие-либо закономерности (рис. 3.2, а).

В р.з. «Майская» рудные столбы имеют удлиненную форму и крутое падение. Размеры их по вертикали изменяются от 50 до 120 м, а по горизонтали достигают 20-40 м.

В пределах р.з. 3 (3/62) оконтурено несколько рудных столбов юго-восточного склонения под углами 30-40°, из которых два имеют линзообразную форму и простираются на глубину 100 и 160 м, при ширине 10-40 м (до горизонта 700 м), а третий прослежен на глубину до горизонта 600 м и имеет ширину от 50 до 80 м. Наиболее крупным рудным столбом является последний. Он обязан своим происхождением экранирующему воздействию плотных глинистых сланцев верхней, омчакской свиты. Поэтому его положение контролируется подошвой пород омчакской свиты, полого погружающейся на юго-восток. При этом породы нижней части свиты не являются плоскостью, строго ограничивающей распространение оруденения в ее верхние горизонты. Богатое оруденение локализуется как в туфогенных сланцах атканской свиты вблизи контакта с омчакской, так и в глинистых сланцах омчакской свиты на удалении от контакта до 40 м и более (на горизонте 750 м). Это вызвано, по-видимому, повышенной проницаемостью глинистых сланцев вблизи контакта с подстилающими породами. Однако в целом экранирующее влияние перекрывающей глинистой пачки пород несомненно (рис. 3.2, б).

В последние годы геологоразведочными работами выявлено продолжение р.з. 3 далее на юго-восток, еще более чем на 800 м до разреза +95. На всем протяжении отмечены обогащенные участки с обильной вкрапленностью видимого золота. Размеры участков от 1 до 4 м в поперечнике.

В р.з. «Участковая» с волнистыми ограничивающими плоскостями установлено несколько рудных столбов, различающихся геолого-структурным положением. На участках изгибов со стороны лежащего бока от зоны отходят апофизы, образующие оперяющие рудные структуры. Особенно четко это проявлено на горизонте 650 м, где локализовано несколько таких зон небольшой (100-200 м) протяженности как по простиранию, так и по падению (рис. 3.2, в). Оперяющие структуры характеризуются повышенным содержанием золота и иногда содержат богатые рудные столбы. Положение рудных столбов придает им облик подэкранных структур, однако приуроченность их к оперяющим трещинам основного рудоконтролирующего нарушения (или системы нарушений), вдоль которого сформировалась р.з. «Участковая», свидетельствует об их единой природе и об одновременном образовании.

Вместе с тем, в этой рудной зоне выявлены рудные столбы, формирование которых происходило не без участия структур экранирования. В частности, апофиза 2, вскрытая на горизонте 600 м (см. рис. 3.2, в), имеет обратное падение относительно р.з. «Участковая» и стыкуется с ней под крутыми (70-80°) углами. Она представлена кварцевой жилой мощностью 0,5-2,0 м с серией сопровождающих ее субпа-

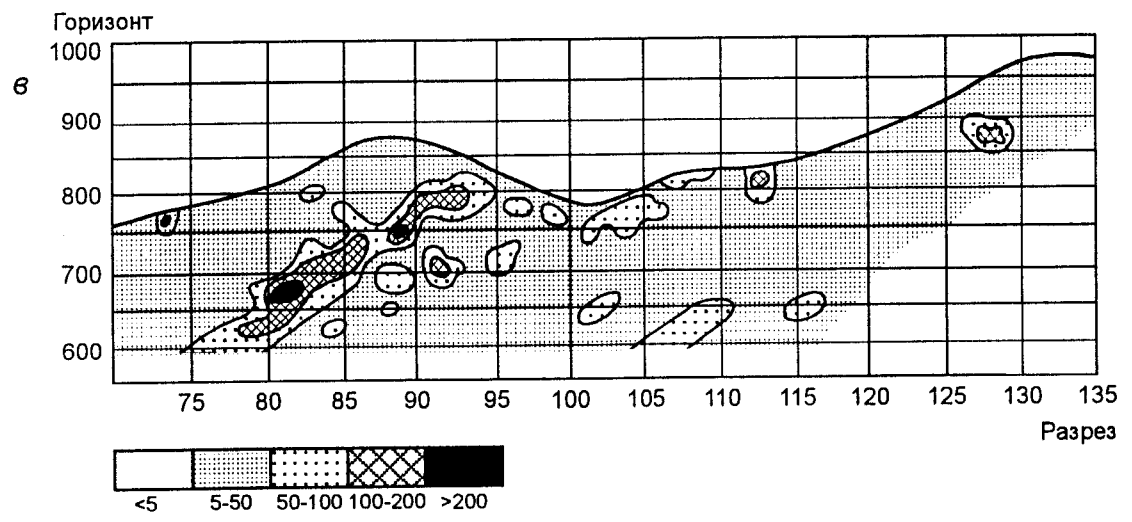
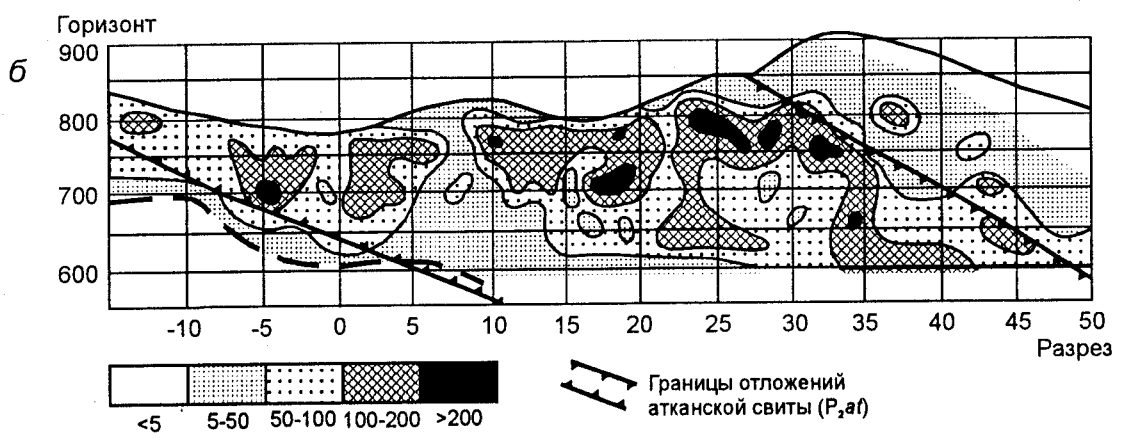
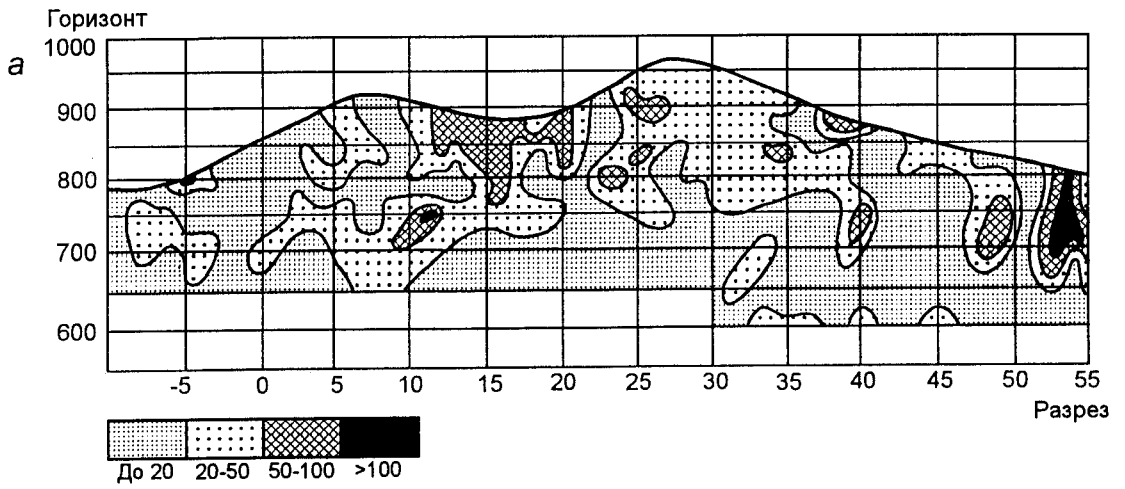


Рис. 3.2. Изолинии метрограммов: а - р.з. 8/23; б - р.з. 3; в - р.з. «Участковая»

раллельных прожилков также кварцевого состава. Содержания золота в апофизе очень высокие и нередко достигают 600-700 г/т. По восстанию этот рудный столб экранируется пологой дайкой спессартитов в лежачем боку р.з. «Участковая». Плотная, плохо проницаемая для гидротермальных растворов дайка послужила для них не только чисто физическим, но и литохимическим барьером (контакт пород разного состава) и, по-видимому, стала причиной интенсивного осаждения золота из растворов.

Еще один вид рудных столбов, относящихся к типу согласных, размещен непосредственно в р.з. «Участковая» на участке между разрезами +78 и +88. Протяженность столба изменяется от 100 м на горизонте 700 м до 150 м на горизонте 600 м. Этот рудный столб находится на участке сочленения разнонаправленных разрывных нарушений, один из которых разлом Участковый, а другой - контролирующий р.з. 53. Разломы протягиваются от р. Увальчик (разрез +60) с постепенным сближением на юго-восток к разрезу +87 и прослежены на разных горизонтах. Они имеют дорудное заложение и контролируются дайками спессартитов. Ограничениями рудного столба являются поперечные крутопадающие разрывные трещины додайкового возраста. Его склонение на северо-запад под углом 30°. По восстанию он выклинивается на горизонте 750 м, по падению окончание рудного столба еще не вскрыто. Рудный столб представлен линзовидной кварцевой жилкой, находящейся в чехле пород с густым прожилковым окварцеванием. Общая мощность тела достигает 16-19 м, мощность стволовой кварцевой жилы от 1 до 6 м. Жильный кварц отличается высокими и устойчивыми содержаниями золота как по простиранию, так и по падению рудного столба, достигая десятков, нередко сотен г/т.

В целом можно отметить, что распределение золотого оруденения на Наталкинском месторождении имеет отчетливо столбовой характер. Рудные столбы - часть золотоносных рудных зон и на общем фоне выделяются аномально высокими содержаниями полезного компонента. По облику и характеру образования рудные столбы месторождения могут быть отнесены к смешанной концентрационно-морфологической категории. Концентрационный характер рудных столбов проявляется в пространственном обособлении обогащенных полезным компонентом участков рудных зон. Морфологическая же составляющая этой категории связана с формированием раздувов стволовых или обособленных рудных жил с высокими содержаниями золота. Приуроченность месторождения к активным длительно развивавшимся тектоно-магматическим структурам обусловила и широкое морфологическое разнообразие рудных столбов. Установлена локализация их на участках искривления и приоткрывания основной трещины (раздувы жил), на участках искривления трещин, сопровождающихся дроблением пород экзоконтакта (околожилные зоны брекчирования), в зонах сопряжения основной трещины с оперяющими (слияние рудных зон), в зонах ограничения трещиноватых пород слабопроницаемым (экранирование) пластом, в блоках с многоактным дроблением и с прожилковым кварц-сульфидным минералообразованием (зоны брекчирования).

На долю металла, заключенного в рудных столбах месторождения, приходится значительная часть общих его запасов (по разным оценкам, от 10 до 30%). Оработка таких тел резко повышает эффективность деятельности горнорудного предприятия, и поэтому прогнозирование и обнаружение их всегда находится в сфере первоочередных интересов геологической службы рудника. Распределение рудных столбов на Наталкинском месторождении крайне неравномерно, трудно предсказуемо (несмотря на вроде бы проявляющиеся закономерности в их размещении), но, тем не менее, четко подчиняется общей структуре объекта. Одни из них прослежены с поверхности, и установлено их затухание на глубине; другие относятся к скрытым и обнаруживаются лишь по данным детального опробования подземных горных выработок; третьи появляются на глубоких, еще недостаточно разведанных горизонтах, и поэтому об их промышленной ценности судить приходится с осторожностью. До настоящего времени бытует мнение, что с глубиной и на флангах продуктивность многих рудных зон Наталкинского месторождения имеет тенденцию к снижению. Однако глубокие горизонты месторождения (ниже 600 м) практически не разведаны, а между тем положение рудных зон и столбов в их пределах, отсутствие следов замыкания изоконцентрат золота свидетельствуют о несомненном продолжении оруденения на более глубокие уровни. Этот вывод подтверждается и данными, полученными по скв. 84, свидетельствующими о том, что золотое оруденение в центральной части месторождения присутствует и на глубине 800 м от поверхности.

О разведочных работах и масштабах золотого оруденения. Разведка Наталкинского месторождения с поверхности на протяжении первого десятилетия освоения месторождения проводилась кана-

вами, а в местах с мощным делювием - шурфами с рассечками. На глубину месторождение разведано подземными горными выработками и скважинами. Горизонты вскрывались в среднем через 50 м. В центральной части месторождения штольнями и шахтами вскрыты горизонты 879, 830, 790, 750, 700, 650 и 600 м. На северо-западном фланге горные выработки пройдены на горизонтах 980, 930, 885 и 835 м; на юго-восточном - 900, 850, 800, 750, 700, 650 и 600 м. Скважины проходили через 100-300 м с углами наклона 60-80°. Глубина большинства скважин до 300 м. Максимальную глубину имеет скв. 84, пробуренная до отметки 903,5 м. Скважинами рудные тела подсечены на горизонте 450 м, а самой глубокой из них - на горизонте с абсолютной отметкой 50 м.

Балансовые запасы золотого оруденения на начало 1993 г. на Наталкинском месторождении составили 448 т, из которых для подземной отработки предназначено 248 т и для открытой (повторной для верхних горизонтов) около 200 т. На долю извлекаемого золота приходится 320 т. На начало 2000 г. для подземной отработки учтено 245,5 т золота и 68,6 т серебра [Гальченко и др., 2000]. Мелкий размер самородного золота, его тесная связь с сульфидами и значительное содержание углеродистых веществ являются основными причинами сравнительно невысокой извлекаемости благородного металла (не более 75%). Хвосты отработки складываются в двух хвостохранилищах, из которых одно уже выведено из эксплуатации, а второе заполняется с 1986 г. Общее количество накопленных хвостов составляет около 5,5 млн т со средневзвешенным содержанием золота 1 г/т.

Разведанные запасы золота на Омчакском месторождении по категориям В+С₁+С₂ на начало 50-х гг. составляли 16,6 т. По оценке специалистов СВКНИИ ДВО РАН, выполненной в начале 80-х гг., прогнозные ресурсы на этом объекте превышают 100 т. О непостоянстве содержаний металла в рудах Омчакского месторождения свидетельствуют установленные в 1952 г. трестом «Дальстрой» следующие стандарты: для рудных тел, имеющих мощность 0,1-0,3 м, бортовое содержание золота должно составлять 4,2-12,7 г/т, минимальное промышленное в блоке - от 10,2 до 30,6 г/т. Для рудных тел, имеющих мощность 0,8-2,0 м, бортовое содержание снижено до 2,5 г/т; за минимально промышленное содержание золота в блоке принято 3,0-4,0 г/т.

Подсчет запасов для различных участков Павликовского месторождения проведен до глубин 200-320 м на площади 1,68 км². Рассчитанное бортовое содержание золота на месторождении составляет 2 г/т; минимально промышленное в блоке - 4 г/т. Запасы подсчитаны по 12 рудным зонам, при этом основная часть запасов золота (79,1%) заключена в двух наиболее крупных зонах месторождения - 1 и 9. Общие запасы золота и руды по месторождению по сумме категорий В+С₁+С₂ составили 45 т золота, в том числе по категориям В+С₁ - 27,9 т и по С₂ - 17,1 т золота. Наибольшая глубина подвески запасов по сумме категорий В+С₁ относится к р.з. 1, по которой она выполнена до горизонта 410 м.

Разведка месторождения прекращена в начале детальной стадии. Не закончена стадия и поисковой разведки. На флангах месторождение не оконтурено, а подземная разведка в целом на объекте только начата. Скважины глубиной до 300 м вскрыли рудные зоны на горизонте 400 м. Прирост запасов на месторождении ожидается по мере его разведки на глубину. Прогнозная оценка месторождения, выполненная В. И. Гончаровым, Р. А. Ереминым и С. Г. Желниным в начале 80-х гг., составляет более 100 т золота.

Глава 4. СОСТАВ РУД

4.1. Минералогия золоторудных месторождений Омчакского узла

Минералогия месторождений Омчакского рудно-россыпного узла достаточно широко освещена в специальных отчетах [Е. П. Машко, Г. П. Топунова, 1949 г.; Е. М. Громова, П. И. Скорняков, 1955 г.; В. Д. Володин, 1956 г., 1958 г.; В. И. Найбородин и др., 1978 г.] и многочисленных публикациях [Еремин, Осипов, 1974; Гончаров, Сидоров, 1979; Иванюк, 1980; Шило и др., 1988; Ворошин и др., 1989; Egegin et al., 1994]. Между тем, в последние годы в результате детального изучения состава рудных тел, вскрытых подземными горными выработками, получены новые данные по минералогии Наталкинского месторождения, позволяющие пересмотреть сложившиеся представления об этом типе минерализации [Ворошин и др., 1995; Гончаров и др., 1995; Гончаров и др., 2000].

Методы исследований. При проведении минералогического изучения руд широко использовались не только традиционные визуально-оптические методы диагностики минеральных фаз, но и комплекс прецизионных физических методов исследования. Микрорентгеноспектральный анализ карбонатов, полевых шпатов и частично сульфидов осуществлен на микрозондах «Camebax» и «Camscan-4» с ЭДС-спектрометрами в АО НАТИ, Санкт-Петербург (аналитик Н. С. Рудашевский). Анализ сульфидов выполнен на микрозонде «Camebax-304» в СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан (аналитик Г. А. Меркулов). Монациты изучены на микрозонде «Camebax-SX-50» в Гинцветмете, г. Москва (аналитик А. И. Цепин). Качественная диагностика ряда редких минеральных фаз проведена на ЭДС-приставке «Kevex» в ОИГТМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитик В. А. Акимцев). Условия съемки охарактеризованы в примечаниях к таблицам, отражающим результаты анализов.

При изучении кварца различных ассоциаций применялся термолюминесцентный метод. Интенсивность свечения регистрировалась с помощью ФЭУ-29 при скорости нагрева $0,6^{\circ}\text{C}/\text{с}$. Использовалась навеска зерен фракции 0,25-0,5 мм и массой 300 мг. Анализ выполнялся в ЯИГН СО РАН и в ЦЛ ПГО «Севостгеология», г. Магадан. Кварц был изучен также методом электронного парамагнитного резонанса в ИГиГ СО РАН (аналитик М. Я. Щербакова).

Распространенность минеральных фаз. Всего в рудах и околорудных метасоматитах установлены 73 различных минерала (табл. 4.1). Содержание рудных минералов (самородных металлов, сульфидов, сульфоарсенидов, сульфосолей) составляет 1-3%, редко достигая 5% и более от общего объема минерального выполнения. Большая их часть (на 95-99%) представлена арсенопиритом и пиритом (с преобладанием первого). Главным жильным минералом является кварц (60-80%), подчиненное значение имеют полевые шпаты (адуляр - 4-6%, альбит - до 10%) и карбонаты (доломит, анкерит, кальцит и др.). Каолинит, серицит, хлорит, барит, скаполит, апатит относятся к числу редких.

В незначительных количествах в рудах повсеместно присутствуют сфалерит, халькопирит, галенит, пирротин, шеелит, самородное золото, сульфоарсениды кобальта и никеля, ильменит, рутил. Тетраэдрит, бурнонит, буланжерит, миллерит и антимонит встречаются локально. К числу очень редких относятся микровыделения акантита, самородного серебра, касситерита, Ag-пентландита, брейтгауптита, диагностированные с помощью микрозонда при больших увеличениях. При изучении вмещающей углеродисто-силикатной матрицы выявлены фосфат церия и лантана (монацит), окислы ванадия, циркон.

В размещении сульфидных минеральных ассоциаций наблюдается определенный литологический контроль [Ворошин и др., 1989]. Так, практически все находки сурьмяных минералов приурочены к оруденению в дайках юго-западного обрамления месторождения, причем антимонит встречен в минерализованных породах кислого состава, а буланжерит является основным сурьмосодержащим минералом в дайках основного-среднего состава.

В табл. 4.1 и далее в тексте приведены обобщенные данные, полученные различными авторами по минералогии и составу минеральных ассоциаций Омчакского рудно-россыпного узла. Минералы сгруппированы в соответствии с известной систематикой А. А. Годовикова [1975].

Минералогия Наталкинского золоторудного месторождения

Классы	Минералы	
	Гипогенные	Гипергенные
Самородные металлы и неметаллы	Золото	
	Серебро	
	Железо	
	Графит	
	Органическое вещество	
Сульфиды и сульфосоли	Арсенопирит	Халькозин
	Пирит	Ковеллин
	Галенит	
	Сфалерит	
	Халькопирит	
	Пирротин	
	Марказит	
	Акантит	
	Антимонит	
	Пентландит	
	Ag-пентландит	
	Кобальтин	
	Миллерит	
	Тетраэдрит	
Бурнонит		
Буланжерит		
Арсениды и антимониды (?)	Раммельсбергит	
	Брейтгауптит	
Оксиды и гидроокислы	Кварц	Лимонит
	Ильменит	Гидрогематит
	Рутил	Гидроманганит
	Анагаз (?)	Оксиды ванадия
	Касситерит	
Силикаты	Сфен	Каолинит
	Мусковит	Галуазит (?)
	Хлорит	
	Диккит	
	Серицит	
	Адуляр	
	Альбит	
	Скаполит	
	Эпидот	
	Биотит	
	Каолинит	
	Лейкоксен	
Циркон		
Фосфаты, арсенаты	Апатит	Скородит
	Монацит	Питтицит
Карбонаты	Кальцит	Смитсонит
	Магнезит	Арагонит
	Доломит	Церуссит
	Сидерит	
	Азурит	
	Анкерит	
Брейнерит		
Вольфраматы	Шеелит	
Сульфаты	Барит	Англезит
	Гипс	
	Эпсомит	
	Ярозит	
	Мелантерит	

Самородные металлы:

Золото. До настоящего времени золото является единственным компонентом, определяющим промышленную ценность Наталкинского месторождения. Распределение его в рудах весьма неравномерное. Чаще всего оно локализуется вдоль зальбандов кварцевых жил, иногда тяготеет к ограничениям обломков в рудных брекчиях или связано с сульфидами - арсенопиритом, пиритом и галенитом. По данным ВНИИ-1, основное количество золота находится в свободном состоянии в кварце - 72,4%. В сростках с галенитом, арсенопиритом и другими сульфидами выявлено 14,2% от его общей массы. Доля золота, покрытого пленками гидроокислов железа и марганца, составляет 4,8%, а находящегося в ассоциации с сульфидами, но в свободном состоянии - 2,9%. В то же время существует иное мнение о соотношении свободного и связанного золота [Еремин, Осипов, 1974].

Морфология золота. Формы выделений самородного золота весьма разнообразны. По морфологическим особенностям выделено несколько групп: индивиды субизометричной формы (округлые, каплевидные, удлинённые); трещинные прожилковые (сложной конфигурации с криволинейными извилистыми границами, жилковидно-пластинчатые с раздувами на пересечениях трещин); цементационные в брекчиях (угловатые, повторяющие формы межобломочных полостей, комковидные с ответвлениями трещинного типа, петельчатые, ячеистые или губчатые); интерстициальные образования (угловатые комковидные и чешуйчатые с относительно ровными поверхностями с рельефом граней вмещающих минералов); выполнения друзовых полостей (гипидиоморфные кристаллы и их сростки с комбинациями граней куба, октаэдра, ромбододекаэдра) (фототабл. XIII Г; XIV Г, Д, Е; XV А, Б, В, Г, Д, Е; XVI А, Б, В, Г, Д, Е).

Индивиды золота субизометричных очертаний наиболее часто встречаются в виде тонких вкраплений в арсенопирите и пирите. Размеры их - сотые и десятые доли миллиметра. В шлифовках они встречаются в виде одиночных округлых, лепешко-, капле- или палочковидных зерен и их сростков. Вкрапления, не подчиняющиеся формам трещин в сульфидах, могут быть сингенетичного с ними происхождения. Располагающиеся в трещинах и повторяющие их очертания или отвечают заключительной фазе образования кварц-сульфидной ассоциации, или появляются на поздних стадиях формирования оруденения (фототабл. X А, Б, В, Д; XI Б).

Трещинные прожилковые выделения золота - это обычно линейно вытянутые, часто изогнутые, уплощенные, пленочные и чешуйчатые обособления, выполняющие мелкие трещинки в кварце (обычно вместе с сульфидами), в арсенопирите и пирите (нередко вместе с кварцем), во вмещающих алевролитах (вместе с сульфидами и кварцем). Эта форма минеральных выделений золота свидетельствует об отчетливо наложенном, более позднем его происхождении по сравнению со средой кристаллизации. Размещение его контролируется стенками трещин. На прямолинейных участках трещин форма золотин относительно простая. Их выделения вытянуты вдоль трещин или имеют изометричные очертания. В местах изгибов и изломов золотины угловатые, с ответвлениями в полости встречных трещин.

Цементационные выделения золота типичны для зон развития минерализованных брекчий и для участков сетчатого прожилкования. Формы золотин обычно угловаты и повторяют очертания межобломочных полостей. В отличие от золота трещинного распределения цементационное обладает более разветвленными формами золотин и меньшим развитием уплощенных индивидов. Цементационное золото, выполняющее межобломочные ниши на стыке трех и более фрагментов, часто обладает комковидным обликом. Этот морфологический тип золота наиболее характерен для участков его гнездовых скопления. Сообщества комковидных золотин с многочисленными ответвлениями в участках гнездового и столбового обогащения нередко образуют в рудах петельчатый рисунок (рис. 4.1).

Интерстициальные частицы золота обычны для кварцевых или катаклазированных сульфидных агрегатов, где они локализованы в трещинах и между зернами окружающих их минералов (рис. 4.2). По характеру формирования они близки комковидному золоту, но отличаются от него более простыми формами, нередко с гранями кристаллов золота или же отпечатками граней вмещающих раскристаллизованных минералов. Кристаллы наблюдаются в межобломочных микрополостях в рудных брекчиях и в друзовых полостях кварцевых жил. В пустотах интраминерализационного выщелачивания золото имеет вид слепков полостей отложения. Как правило, такие зерна находятся в сростании с неправильными комковидными выделениями золота и рудными минералами (рис. 4.3).

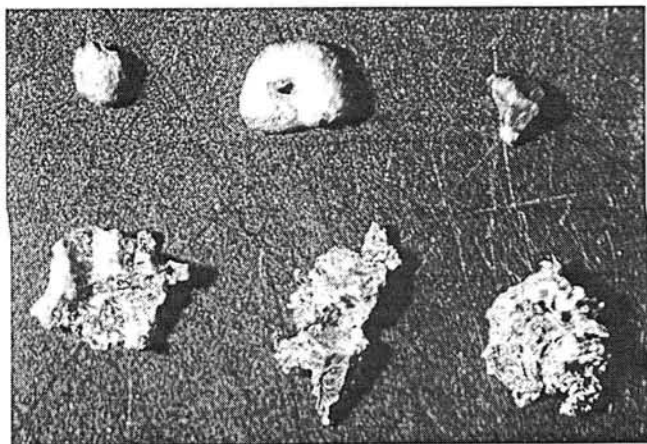


Рис. 4.1. Комковидные сообщества плохо образованных изометричных кристаллов золота, нередко с угловатой и ячеистой поверхностью. Апофиза 2, р.з. «Участковая». Ув. 32

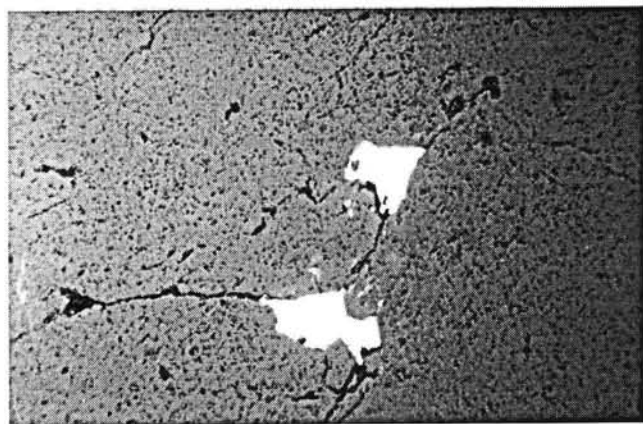


Рис. 4.2. Мелкое золото в интерстициальных пустотках в кварце. Ув. 120. Апофиза 1, р.з. 64

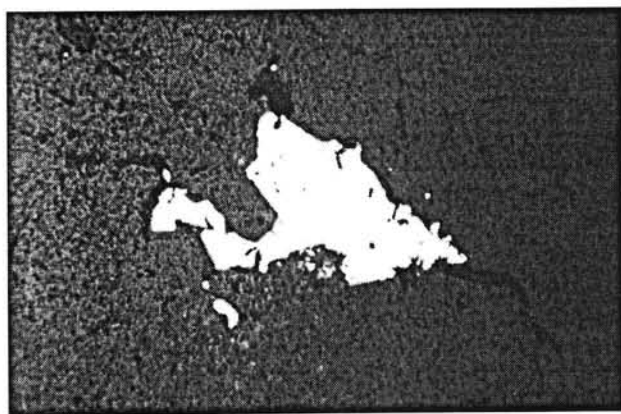


Рис. 4.3. Включение золота в интерстициях между зернами кварца. Ув. 120

Исследования последних лет, выполненные на нижних горизонтах (650 и 600 м), дали возможность получить более детальные сведения о морфологических характеристиках золота юго-восточного фланга Наталкинского месторождения.

Преобладающей формой самородного золота во всех рудных телах нижних горизонтов являются изометричные образования при подчиненной роли уплощенных, вытянутых и угловатых разновидностей. Объемные (изометричные) выделения золота представлены преимущественно комковидными интерстициальными и цементационными выделениями. Среди них преобладают комковидно-угловатые выделения сложной формы с массивной центральной частью, комковидно-гнездовые - с компактной упаковкой ядерной части, сообщества мелких зерен без угловатых выступов, комковидно-ячеистые сростки мелких сгустковых частиц, разделенных пустотами, и комковидно-петельчатые, представляющие собой сложный агрегат ветвящихся частиц золота как с неровной ямчатой, так и гладкой поверхностью (рис. 4.4). Реже отмечаются интерстициальные выделения, форма которых обусловлена отпечатками поверхностей других минералов, сочетанием таких чужеродных поверхностей с каркасными кристалломорфными ограничениями самого золота. Обнаружены также каплевидные, нередко изометричные зерна самородного золота с шагреновой или гладкой поверхностью. В единичных случаях в агрегатах с комковидными образованиями встречаются фрагменты мелких неправильных кристаллов золота, грани которых представлены комбинациями сложных кристаллографических форм - октаэдров и ромбододекаэдров.

Уплощенные и вытянутые кристаллы в большей степени характерны для мелкого золота. Уплощенные трещинно-прожилковые выделения самородного золота имеют вид угловатых пластинок с мелкоямчатой поверхностью. Палочковидные образования также характеризуются мелкоямчатой или шагреновой поверхностью. Среди охарактеризованных рудных тел трещинно-прожилковые пластинчатые выделения в повышенном количестве отмечались в апофизе 1 р.з. 64 и непосредственно в р.з. 64, а удлиненные палочко- или же проволоковидные - в р.з. 3/62 и 61. В целом можно отметить, что наибольшим разнообразием морфологических

форм отличается золото р.з. 3/62. Максимальное число разновидностей среди комковидных выделений свойственно золоту из апофизы 2 р.з. «Участковая». Ей же наиболее присуще пористое (губчатое) золото. Губчатое золото часто встречается и в штуфах р.з. 3/62. Золото массивной структуры характерно для апофизы 1 р.з. 64 и р.з. 61.

Генерации золота. В результате исследований прошлых лет в рудах Наталкинского месторождения были выявлены две генерации золота: раннее тонкодисперсное, связанное с сульфидами, и более позднее, относительно крупное, свободное. Данные минералогического изучения руд последних лет позволяют выделить три его генерации гидротермального происхождения, из которых две первые имеют промышленное значение. В принципе можно говорить и еще об одной генерации вкрапленного субмикроскопического золота метаморфогенного происхождения, связанного с пиритом и кварцем аналогичной природы. Таким образом, в рудах Наталкинского месторождения присутствуют метаморфогенное золото-1 и три генерации гидротермального золота, каждая из которых связана с определенным минеральным сообществом: золото-2 - с кварц-пирит-арсенопиритовым парагенезисом, золото-3 - с кварц-сульфидно-сульфосольным и золото-4 - с кварц-антимонитовым сообществом (подробнее в разделе о минеральных ассоциациях).

Размерность выделений и структура золота. Размеры индивидов и агрегатов золота колеблются от 0,00п до 2-3 мм, редко до 10-20 мм (рис. 4.5). Золото субмикроскопической размерности содержится преимущественно в арсенопирите и пирите. Колебания в содержаниях тонкого субмикроскопического золота невысоки и находятся в пределах 2,5-15,0% [Яблокова, Плутешко, 1979 г.].

Штуфы, отобранные из апофизы 2 р.з. «Участковая», апофизы 1 р.з. 64 и из р.з. 61 на горизонте 600 м, характеризуются сходным гранулометрическим составом золота (табл. 4.2). Преобладающими в этих пробах являются фракции 0,5-1,0 и 1,0-2,0 мм при небольшой роли зерен других классов крупности. Средняя крупность золота составляет около 1,0 мм. Вероятность выявления на этом горизонте более крупных его выделений (крупнее 8 мм) незначительна (см. рис. 4.5). Проба из р.з. 3/62 отличается более мелким золотом, с преобладанием фракций 0,1-0,25, 0,25-0,5 и 0,5-1,0 мм. Вероятность выявления золотинок крупнее 4,0 мм невысока.

Золото из пробы 5/99 р.з. 64, напротив, характеризуется большей крупностью с преобладанием зерен размером 2,0-4,0 мм при подчиненной доли золота класса 1,0-2,0 мм (см. табл. 4.2). На золотины менее 0,5 мм в гранулометрическом балансе металла приходится незначительная их часть. Средняя крупность золота 2,4 мм. В отличие от других участков месторождения, здесь достаточно высокая вероятность обнаружения золотинок крупнее 8,0 и даже 16,0 мм.

Самородное золото с размерностью зерна более 0,1 мм характеризуется средне- и мелкозернистой структурой. Структурным травлением устанавливается однородное, зональное и двойниковое внутреннее строение индивидов (фототабл. XI Д, Е). Встречаются монокристаллические индивиды и их сростки. Для более крупных обособлений золота обычны зернистые - неправильные или полигональные, реже - блоковые структуры. Типичны признаки эпигенетических преобразований: стирание первичной зональности с возникновением неяснозональных и однородных структур, проявление пластичных и хрупких деформаций, образование чешуйчатых структур, перекристаллизация неправильнозернистых агрегатов до кристаллически-зернистых и, наоборот, отложение тонкозернистых губчатых агрегатов на участках развития идиоморфных образований с четкими гранями кристаллов. При перекристаллизации происходит перераспределение элементов-примесей. Для позднего золота также характерно зональное строение и увеличение пробы металла от центра к периферии золотинок.

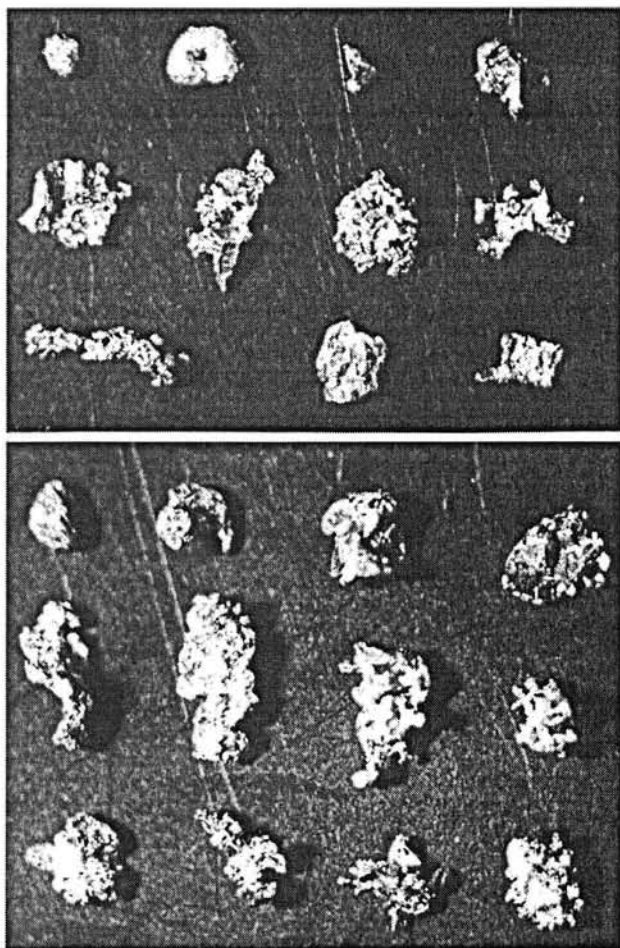


Рис. 4.4. Морфология самородного золота из апофизы 2 р.з. «Участковая». Ув. 16

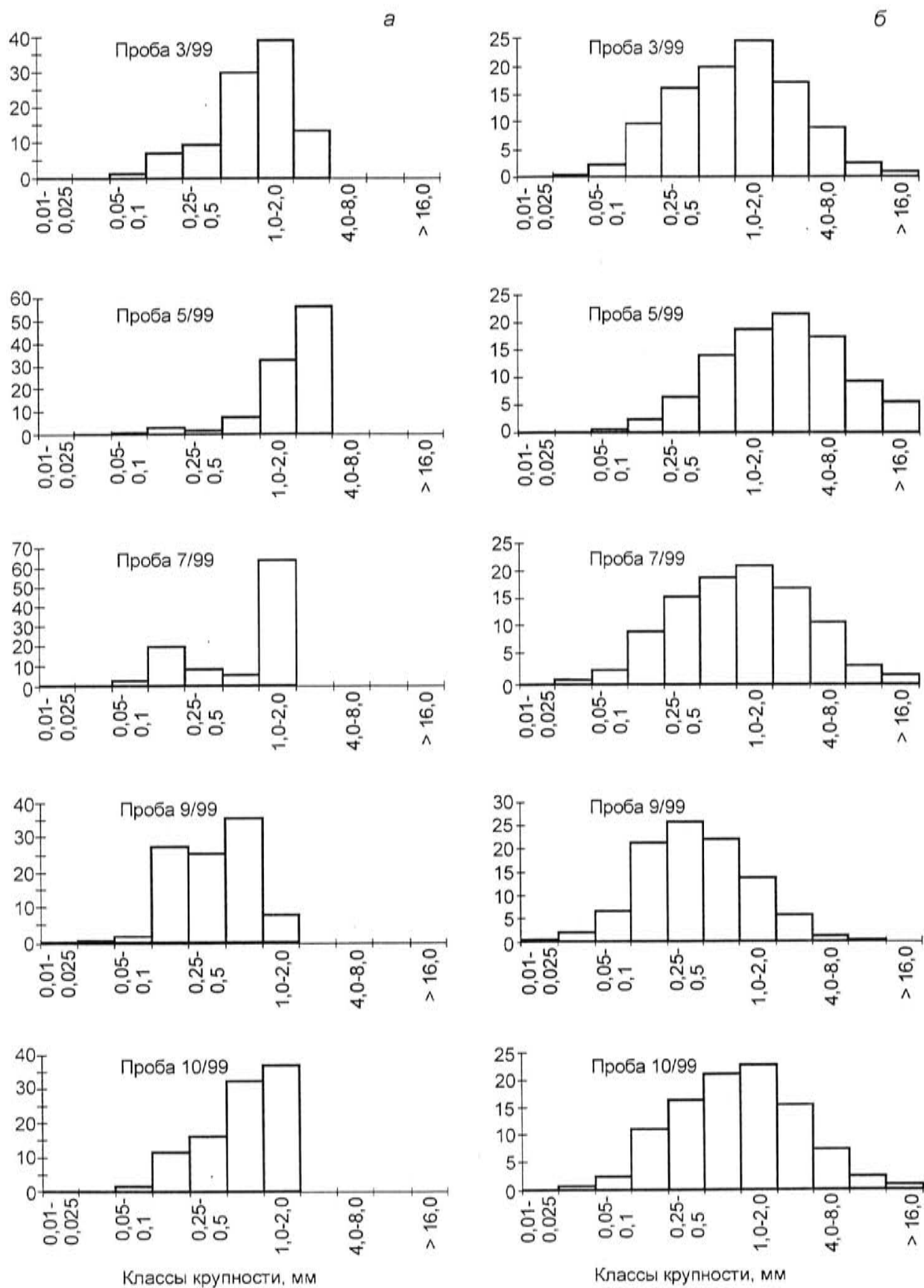


Рис. 4.5. Гистограммы крупности золота: *а* - по результатам обработки проб, *б* - расчетные данные

Таблица 4.2

Гранулометрический состав самородного золота, %

№ пробы	Место отбора	Фракция, мм								Ср. крупность, мм
		0,01-0,025	0,025-0,05	0,05-0,1	0,1-0,25	0,25-0,5	0,5-1,0	1,0-2,0	2,0-4,0	
3/99	Апофиза 2, гор. 600	0,1	0,1	0,7	7,0	9,4	30,1	39,1	13,6	1,1
5/99	Р.з. 64, гор. 710	0,04	0,1	0,4	2,7	1,1	7,1	32,4	56,2	2,4
7/99	Апофиза 1, р.з. 64, гор. 600	0,3	0,3	2,1	19,6	8,1	5,6	64,1	-	1,16
9/99	Р.з. 3/62, гор. 600	0,4	0,5	1,6	27,5	25,8	35,9	8,3	-	0,45
10/99	Р.з. 61, гор. 600	0,3	0,3	1,3	11,6	16,3	32,7	37,2	-	0,95

В ранних сульфидных (пирите, арсенопирите) и кварце золото (первая генерация) находится в тонкодисперсной форме. Это подтверждено специальными исследованиями по распределению золота, выполненными во ВНИИ-1 (г. Магадан), согласно которым количество золота размером менее 0,074 мм составляет более 25%.

Приуроченность во многих случаях тонкого золота второй генерации к микродефектам в арсенопирите и пирите (каверны, трещинки) свидетельствует о наложенном характере значительной его части (до 75%), возможно, завершающей образование кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации начальной стадии рудного процесса (рис. 4.6).

Наложное золото-3 в ассоциации с сульфидами свинца, цинка, меди, как правило, видимое, иногда достаточно крупное (рис. 4.7). По данным технологических исследований руд, на долю золота крупнее 0,1 мм приходится 37-45% его общей массы. Видимое самородное золото локализовано в участках увеличения мощности жил, в околожилных брекчиях вдоль границ обломков вмещающих пород. Реже такое золото встречается в тонких (до 2-3 мм) сульфидно-кварцевых прожилках, где оно обычно образует парагенезис с галенитом и крупнозернистым кварцем. Проба крупного золота в ассоциации с сульфидами полиметаллов такая же, как и свободного золота в кварцевой матрице, содержащей эти рудные минералы.

Четвертая генерация золота, связанная с антимонитовой минерализацией, монозернистая, обладает красновато-желтым цветом и характеризуется неяснозональным и зональным строением. Самородное золото-4, выделенное в результате растворения штучных проб последовательно в плавиковой и азотной кислотах, представлено зернами размером от нескольких микрон до нескольких сотен микрон в поперечном сечении. В количественном отношении преобладают золотины класса 0,025-0,050 мм, в весовом - 0,1-0,25 мм. Средняя крупность золота составляет 0,17 мм. В классах крупности выше 0,25 мм преоблада-

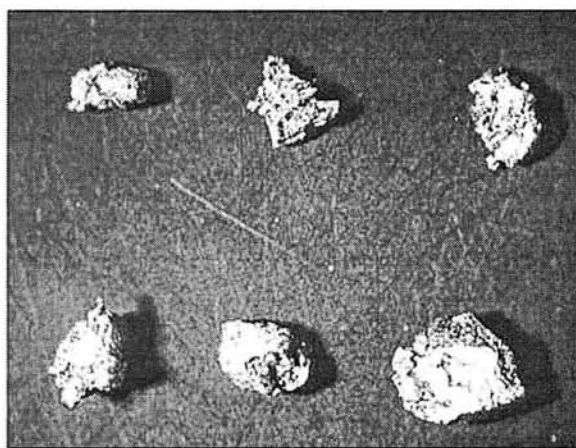


Рис. 4.6. Включения самородного золота в массивном арсенопирите. Апофиза 2, р.з. «Участковая». Ув. 16

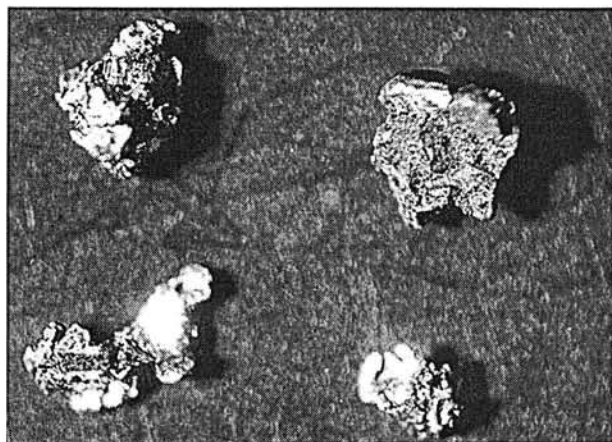


Рис. 4.7. Сростки самородного золота с галенитом. Апофиза 2, р.з. «Участковая». Ув. 32

ные золотины характеризуются присутствием двух зон, проба металла в которых отличается на 10-20 ед. Соотношения низко- и высокопробного золота самые различные. Общей закономерностью является расположение более высокопробных фаз по периферии зерен. Границы между фазами четкие. Иногда они повторяют морфологические очертания кристаллов золота.

Проба золота. Как уже указывалось, на Наталкинском месторождении установлены четыре генерации золота. Известные из публикаций и отчетов сведения по пробе самородного золота достаточно противоречивы. В целом золото характеризуется значительной однородностью состава независимо от типа руд, вмещающих сред и пространственного положения. Большинство исследователей указывают на колебания пробы от 600 до 940 ед. при среднем значении пробы 730-790 ед.

Золото первой генерации в виде субмикроскопической примеси в метаморфогенном пирите характеризует зоны сульфидно-вкрапленной минерализации в осадочных породах. Вторая генерация золота кристаллизовалась совместно с пиритом и арсенопиритом в раннюю стадию минералообразования и имеет среднюю пробу 750 ед. Золото третьей генерации, встречающееся с сульфидами и сульфосолями свинца, мышьяка, сурьмы, характеризуется средней пробой 670 ед. Четвертая генерация золота ассоциирует с антимонитом и содержит меньше примесей. Ее средняя проба достигает 820 ед. Проба отдельных зерен золота-4 размером менее 0,1 мм колеблется от 714 до 869, крупнее 0,1 мм - от 765 до 924.

Наиболее полные данные по пробе золота получены при изучении р.з. «Участковая», 3/61, 3/62 и 3/64 на гор. 600 и 650 м, где наиболее проявлено золото второй и третьей генерации. Золото здесь, как правило, локализовано в кварцевых прожилках, сложенных молочно-, серовато-белым и серым мелкокристаллическим кварцем, преимущественно в их зальбандовой части, но иногда и в их центральных частях. В ряде случаев встречаются золотины и в составе темно-серого метасоматического кварца. Нередко оно отмечается в виде мелких включений в арсенопирите. Обычно ассоциирует с галенитом в субграфических сростаниях. Часто в золоте отмечаются включения кристаллов арсенопирита (рис. 4.8, фототабл. ХІV А, Б, В). Реже оно образует сростания с пирротинитом, сфалеритом и халькопиритом. Границы его с большинством поздних сульфидов, как правило, ровные, не коррозионные (фототабл. X Г; XI А); исключением является арсенопирит, который оно заметно корродирует.

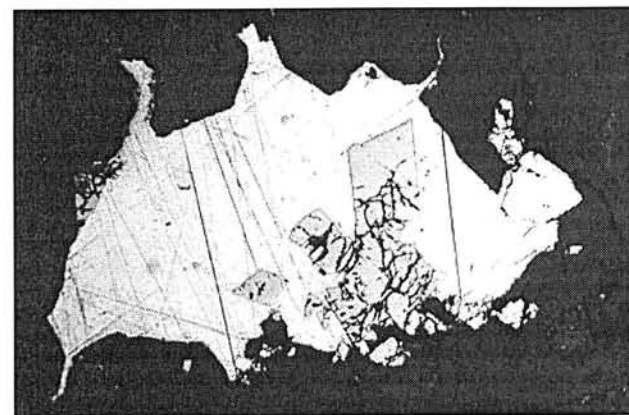


Рис. 4.8. Мелкокристаллический арсенопирит-1 в золоте (проба 800 ед.). Ув. 120. Р. з. 61

дают уплощенные выделения самородного золота, в классах менее 0,05 мм - изометричные. Во фракциях 0,1-0,25 и 0,05-0,1 мм присутствуют как уплощенные, так и комковидные золотины. Цвет уплощенных зерен золота-4 желтый и красновато-желтый с преобладанием красноватых разностей. Среди изометричных золотинов обычны желтые выделения при несколько подчиненном количестве зерен с красноватым оттенком.

В отраженном свете (монтированные полированные шлифы) зерна самородного золота из кварц-антимонитовых прожилков имеют красновато-желтый цвет и характеризуются монозернистым, неяснозональным и зональным строением. Определенной связи между морфологией, цветом и внутренним строением золотинов не устанавливается. Зональ-

Для детального изучения самородного золота второй и третьей генерации были отобраны специальные пробы, включающие в себя обломки руды с видимым золотом. Они были раздроблены до фракции - 10 мм и обработаны в плавиковой кислоте. Отбор и описание самородного золота, полученного из такого концентрата, проводились под бинокляром. Размеры отдельных зерен самородного золота колеблются от 0,004 до 2-3 мм, а их агрегатов - до 12-18 мм. Количество золотин размером менее 0,1 мм составляет 25%, от 0,1 до 0,8 мм - 35%, более 0,8 мм - 40%.

Проба золота, по данным микрозондового анализа, изменяется от 497 до 814 ед. (по 127 замерам в 42 зернах), однако большинство золотин имеет пробу в пределах 734-814 ед. (123 замера), и только в одном аншлифе из р.з. 61 (рис. 4.9) в арсенопирите установлены микровключения низкопробного золота - 497-522 ед. (4 анализа), в то время как относительно крупные золотины, локализованные в жильном кварце в этом же аншлифе, имеют пробу 795-814 ед. (4 анализа).

Отметим заметно пониженную пробу золота из р.з. 3/62 (734-768 ед - 21 анализ, среднее 754) по сравнению с золотом остальных рудных зон (759-814 ед. - 102 анализа, среднее 789). Размер золотин от тысячных долей до 3-5 мм (в кварце). Морфология золотин каплевидная, псевдоажурно-каркасная и обусловлена в основном формой и размерами интерстициальных пустот в кварце. Иногда встречаются кристаллографически оформленные выделения золота, локализованные в микродрузовых пустотках в кварце. Цвет его от желтого до зеленовато-желтого.

Как видно из приведенного материала, каких-либо четко выраженных закономерностей в изменении пробы золота на месторождении не наблюдается. Можно лишь говорить о некотором изменении (уменьшении) пробы золота с глубиной. Так, для золота с наиболее высокого горизонта р.з. 64 (800 м) установлена средняя проба золота 798-805 ед. С увеличением же глубины отбора проб наблюдается незначительное ее снижение. Так, золото апофизы 2 р.з. «Участковая», апофизы 1 р.з. 64 и р.з. 61 на горизонте 600 м характеризуется средней пробой 790-800 ед. Р.з. 3/62 на этом же горизонте содержит золото с более низкой пробой (754-789). Вместе с тем, в одном из штуфов из р.з. 61 на горизонте 600 м обнаружено золото пробы 497 ед.

Обращает на себя внимание также то, что основная масса золота третьей генерации является более низкопробной (670 ед.), чем вторая (750 ед.) и четвертая (820 ед.). Возможно, это связано с тем, что на стадии отложения золота-2 активность серы была низкой, и поэтому серебро, как основная примесь в золоте, не могло связываться в сульфид и поглощалось кристаллизующимся золотом, понижая его пробу.

Определенных закономерностей в изменении пробы золота в различных классах его крупности также не установлено, за исключением золота-4 из кварц-антимонитовой ассоциации. Проба золота-4 для зерен менее 0,1 мм в поперечнике изменяется от 714 до 869 ед., крупнее 0,1 мм - от 765 до 924 ед. Среди золотин менее 0,1 мм преобладают зерна пробы 791-842 ед., на долю которых приходится 97% от всех проанализированных образцов. Средняя проба мелких выделений самородного золота-4 составляет 815 ед. Основная часть золотин крупнее 0,1 мм (88%) имеет пробу от 793 до 838 ед., а средняя проба относительно крупных зерен самородного золота достигает 820 ед.

Статистическая обработка данных по составу золота показала, что распределение пробы для наиболее распространенного золота второй генерации согласуется с нормальным законом, а полученные оценки средней пробы и среднеквадратического отклонения распределения достаточно близки.

Отсутствие конкретных взаимоотношений минеральных ассоциаций с золотом различных генераций заставляет на данной стадии изученности предполагать наличие разного по пробе золота на Наталкинском месторождении как результат локальных флуктуаций состава и физико-химических параметров рудообразующих растворов (температуры, кислотности-щелочности, окислительно-восстано-

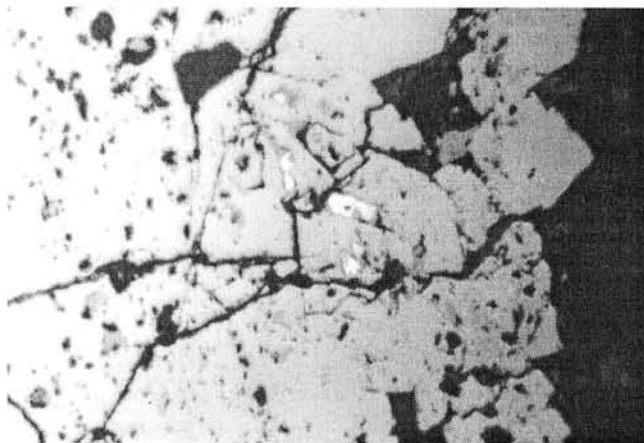


Рис. 4.9. Включения низкопробного золота (проба 497-522 ед.) и пирротина в арсенопирите-2 и пиррите. Ув. 210. Р. з. 61

вительного потенциала, активностей серы и серебра и др.) или же как следствие влияния гидротермальной деятельности, развивавшейся на заключительных стадиях становления Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с золото-серебряным металлогеническим профилем. Последнее обстоятельство связано с приуроченностью Омчакского рудно-россыпного узла к структурам перивулканической зоны.

Элементы-примеси в золоте. Главной примесью в золоте всех генераций является серебро, содержание которого изменяется в пределах 19,0-25,0%. Постоянные примеси в золоте - медь и мышьяк; достаточно часто присутствуют свинец и висмут; редки марганец, сурьма, цинк и олово. Полуколичественными спектральными анализами, выполненными в лабораториях ВНИИ-1 и ЦЛ СВПГО, в золоте обнаружены примеси ртути, титана, алюминия, реже селена, молибдена, хрома и никеля (табл. 4.3).

Таблица 4.3

Состав самородного золота Наталкинского месторождения

Компонент	Номер пробы					
	1	2	3	4	5	6
Золото	73,95	79,61	79,60	80,3	79,0	77,8
Серебро	25,05	18,78	19,07	19,5	21,0	22,2
Железо	0,02	0,05	-	0,019	0,0073	0,015
Титан	0,001	0,001	-	-	-	-
Алюминий	0,03	-	-	-	-	-
Марганец	0,005	0,06	-	-	-	-
Кремний	0,78	0,53	-	-	-	-
Медь	0,01	0,02	0,02	0,013	0,0039	0,017
Свинец	0,04	0,12	0,10	0,00	0,04	0,41
Цинк	-	-	-	0,011	0,0023	0,013
Мышьяк	0,07	0,07	-	-	-	-
Сурьма	0,10	0,05	0,04	-	-	-
Висмут	0,02	0,01	-	-	-	-
Олово	0,003	0,001	-	-	-	-
Нерастворимый остаток	-	0,63	0,75	-	-	-
С у м м а	100,06	99,92	99,58	100,04	100,05	100,46
П р о б а	747,0	809,1	806,7	805,0	790,0	778,0

Примечание: Прочерк - компонент не установлен.

По составу и содержанию редких элементов-примесей в золоте имеются противоречивые сведения. Так, например, Б. О. Иванюк [1980] приводит данные о концентрации примесей редких элементов до 2-3% с аномальными содержаниями селена до 0,5% и постоянном присутствии висмута. Однако это утверждение не согласуется с материалами других авторов, которые указывают на максимальные концентрации редких элементов до 0,8% при содержании висмута не более 0,0006% [Яблокова, Плутешко, 1979 г.]. При этом отмечается нетипичность висмута и сурьмы в качестве примеси для золота Омчакского узла [Ланцев, 1980 г.].

Сростки золота с рудными минералами. На золото в сростках с рудными минералами в рудных зонах изученного месторождения приходится от 2 до 53% общей массы металла. Наибольшее их количество отмечено в пробе из апофизы 2 р.з. «Участковая», где они встречаются практически во всех классах крупности. Наименее распространены сростки в р.з. 64, хотя выход рудных минералов в концентрате здесь в 2-3 раза выше, чем в пробах из других зон. Во всех рудных телах сростки золота с другими минералами более характерны для относительно крупных его фракций. В сростках с золотом отмечаются арсенопирит, галенит, сфалерит и шеелит (фототабл. XIV А, Б, В; XIII Б, В).

Подавляющая масса сростков золота выявлена в ассоциации с арсенопиритом (рис. 4.10, 4.11; фототабл. X E). Формы сростаний самые различные: комковидные, уплощенные и удлиненные выделения золота в массивном арсенопирите; сростания в различных пропорциях комковидных, псевдокристаллических, псевдодрузовидных, уплощенных и удлиненных золотин с неправильными или кристалломорфными выделениями арсенопирита; включения зернистых агрегатов арсенопирита в углублениях золотин; различной толщины пленки зернистых (иногда с кристаллами) агрегатов арсенопирита на

поверхности золотин; включения зерен золота в интерстициях выделений арсенопирита; сростки псевдокристаллических золотин с кристаллами арсенопирита; включения кристаллов арсенопирита в золоте; наросты золота на гранях кристаллов арсенопирита; сростки золота и арсенопирита в едином псевдокристаллическом выделении. Наибольшее количество сростков золота с кристаллами арсенопирита на глубоких горизонтах месторождения установлено в рудах апофизы 2 р.з. «Участковая» (40%), наименьшее - в р.з. 64, охарактеризованной пробой 5/99, и апофизе 1 р.з. 64 (единичные зерна). В пробах из р.з. 3/62 и 61 они составляют соответственно 21 и 33%.

В сростках золота с галенитом сульфид свинца окаймляется золотом и располагается как бы в углублениях крупных золотин иногда в ассоциации с арсенопиритом (рис. 4.12, 4.13; фототабл. XI А). В более мелких фракциях они представляют собой сростания (в различных пропорциях) неправильных выделений галенита с комковидными псевдокристаллическими и псевдодрузовидными золотинами. В апофизе 2 р.з. «Участковая» на сростки золота с галенитом приходится значительная доля всего золота, в р.з. 61 они имеют меньшее распространение, в других пробах - очень редки, а в пробе из р.з. 64, отобранной на горизонте 710 м, вообще не установлены.

Сростки золота со сфалеритом отмечены в единичных случаях в пробах из р.з. 3/62 и апофизы 2 р.з. «Участковая». Они представляют собой включения мелких зерен золота в остроугольных образованиях сфалерита и сростания комковидно-угловатых золотин с неправильными выделениями арсенопирита и сфалерита.

Сростки золота с шеелитом (?) установлены в пробах из р.з. 3/62 и 61. В единичных случаях наблюдались сростки шеелита (?) с арсенопиритом и золотом.

Сложные взаимоотношения золота и сульфидов, при которых последовательность отложения минеральных фаз меняется (чередуется) на сравнительно небольшом временном отрезке, могут рассматриваться как свидетельство их близко одновременного образования.

Возможные механизмы выделения золота. Можно говорить, по крайней мере, о двух типах золота, связанного с сульфидами, - сингенетичном и эпигенетичном. При этом выделение сингенетичного золота происходило одновременно с кристаллизацией пирита и арсенопирита первой генерации. В кристаллах сульфидов золото может размещаться в дефектах решетки и в межузловых пространствах минерала-хозяина с образованием структуры по типу сплава. Обогащение сульфидных минералов золотом, вероятно, связано с проявлением сорбционных и электрохимических процессов. Последние, приводя к восстановлению золота из комплексных соединений до металлического состояния, могут вызвать его поверхностное осаждение в процессе роста кристаллов сульфидов. Совместное осаждение сульфидов и золота обеспечивает распределение последнего по всей массе минерала-хозяина. Неравномерность же его распределения, по-видимому, связана с непостоянством содержания золота в мигрирующем гидротермальном потоке.

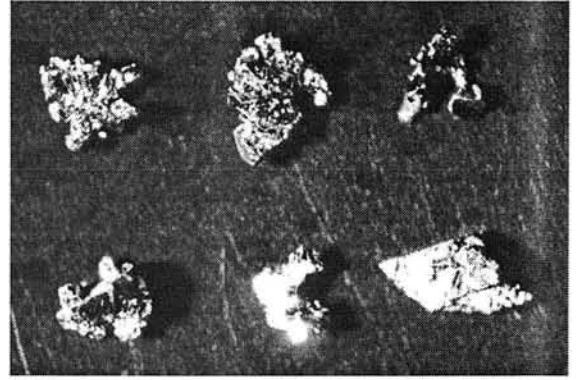


Рис. 4.10. Сростания самородного золота с кристаллами арсенопирита. Апофиза 2, р.з. «Участковая». Ув. 32

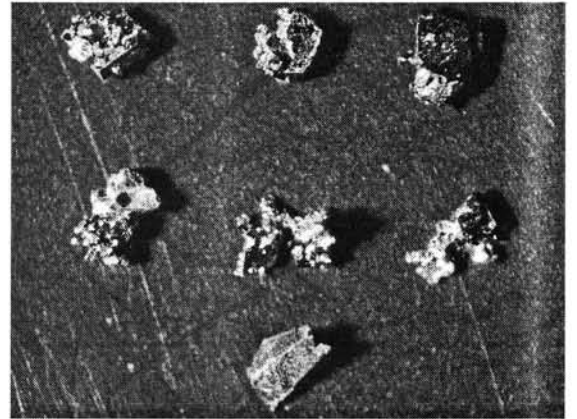


Рис. 4.11. Нарастание самородного золота на гранях кристаллов арсенопирита и сросток золота с арсенопиритом (нижнее зерно). Апофиза 2, р.з. «Участковая». Ув. 32

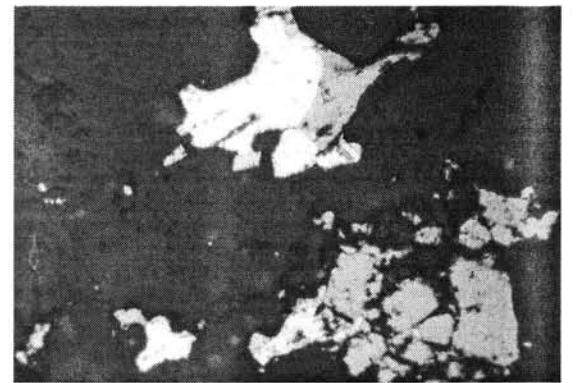


Рис. 4.12. Золото в сростаниях: вверху - с галенитом и арсенопиритом-2; внизу - с арсенопиритом-1. Ув. 120. Апофиза 2, р.з. «Участковая»

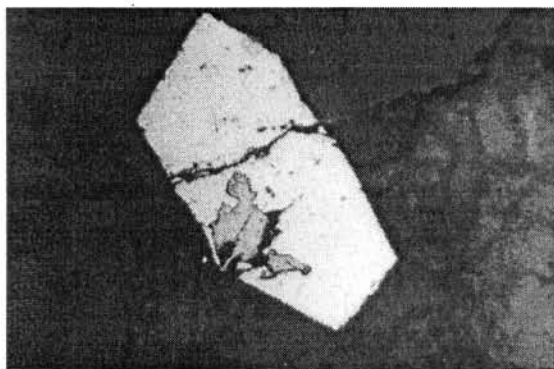


Рис. 4.13. Золото и галенит с арсенипиритом-2. Вмещающая среда - кварц. Ув. 210. Р.з. 3/62

Вместе с тем, золото может принимать участие в формировании кристаллической структуры арсенипирита, т.е. входить в него изоморфно. Например, при разложении метастабильных сульфоарсенидных комплексов, образующихся как промежуточные фазы на пути восстановления сульфидных комплексов золота до металлического состояния с субмикроскопической размерностью [Миронов и др., 1987; Миронов и др., 1989]. Вероятность изоморфного вхождения золота в арсенипирит доказана экспериментальными работами [Cabri et al., 1989; Wu, Delbove, 1989]. В структуру же пирита в условиях кристаллизации, близких к равновесным, золото в больших количествах не входит. И поэтому главной причиной обогащения пирита благородным металлом, вероятно, можно

считать проявление сорбционного механизма по типам неполярной (молекулярной в случае восстановленного золота) или же полярной (ионного обмена) сорбции.

Обменная сорбция подчиняется закону действия масс. Чем выше концентрация катионов, в частности, золота в растворах, тем интенсивнее протекают сорбционные процессы. Для системы с золотом обмен ионов может иметь изоморфный характер, но только в части одновалентного золота как катиона. образующего менее устойчивые комплексные анионы с кислородом, чем трехвалентное золото. Такой ионно-обменный изоморфизм является эпигенетическим и характеризует процессы не первичной кристаллизации минералов с изоморфным вхождением в них определенных элементов, а гидротермально-метасоматические преобразования уже отложенных минеральных фаз.

Осаждение растворенного золота может быть связано также с тем, что гидротермальные растворы нередко представляют собой отрицательно заряженную коллоидную систему (полимеризованные кремнекислотные, гидроксидные и др.), которая активно сорбирует тяжелые металлы [Перельман, 1989]. Изменение концентраций катионов золота в растворах и непостоянный уровень электроотрицательности системы, вероятно, являются главными причинами неравномерного распределения его и в единичных зернах пирита, и на участках интенсивной пиритизации рудных зон.

Серебро. Встречается в виде единичных микровключений вместе с акантитом и галенитом в кварцевых жилах на горизонте 600 м в р.з. 3. Определено с помощью рентгеноспектральной приставки «Кевех» в сростках с сульфидами свинца. Появление самородного серебра может быть вызвано несколькими причинами. Во-первых, восстановлением его из гидротермальных растворов арсенидами никеля, кобальта или железа. Процесс может протекать лишь при недостаточной активности сульфидной серы, что для гидротермальной системы Наталкинского месторождения на раннем этапе формирования рудных тел маловероятно. Во-вторых, самородное серебро может отлагаться в зонах сульфидного обогащения рудных тел вследствие выноса мышьяка, серы, железа, сурьмы. В-третьих, не исключено, что появление серебра (в том числе и в составе серебряносодержащих минералов) связано с гидротермальными процессами, завершившими развитие расположенного восточнее Наталкинского месторождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, серебряная металлогеническая специфика которого общеизвестна. О влиянии вулканогенного пояса на минерализацию Наталкинского рудного поля можно судить по данным его геохимического изучения, которые указывают на проявление аномалий серебра в юго-восточной части рудного узла в целом (подробнее в гл. 5).

Железо. Самородное железо обнаружено в форме мельчайших минеральных фаз в рудах. Мелкие размеры не дают возможности провести сколько-нибудь детальную характеристику.

Неметаллы:

Графит. Обычно встречается в виде порошковатых выделений в составе метасоматически измененных пород, а также кварцевых, кварц-полевошпатовых и кварц-карбонатных жильных и брекчиевых тел. Цвет графита темно-серый, почти черный с металлическим отливом. Нередко локализуется в виде тончайших пленок в агрегатах кварцевых зерен. В ассоциации с кварцем, сульфидами и золотом появление графита в рудах Наталкинского месторождения может быть связано с распадом газообраз-

ных соединений углерода (CH_4 , CO) эндогенного происхождения, с метаморфизмом органического вещества вмещающих пород, а также вследствие разложения различных карбонатов (кальцита, доломита, сидерита и др.).

Органическое вещество. Не диагностировано. Обычно представляет собой скопления фрагментов растительных остатков, как правило, сцементированных песчано-глинистым материалом. Размерность скоплений от точечных, рассеянных в объеме породы, до мелкогнездовых (2-3 мм) и тонкопрожилковых (длиной 10-15 мм и мощностью 1-2 мм), согласных с напластованием вмещающих стратифицированных толщ. Цвет образований под микроскопом бурый, темно-коричневый, слабопрозрачный. Содержание органического вещества (биогенного и гидротермального происхождения) во вмещающих породах Наталкинского месторождения до 2,5%, в рудных зонах до 5% [Гончаров и др., 1984а]. По результатам газохроматографического анализа руд и вмещающих пород, выполненного авторами, и данным С. Ф. Бортникова, в составе органических веществ присутствуют углеводороды типа метана.

Сульфиды и сульфосоли:

Акантит. Минерал в виде редких выделений установлен вместе с самородным серебром, а также сульфидами и сульфосолями свинца, цинка, сурьмы. Диагностирован с помощью микроскопа при больших увеличениях. Присутствие акантита может рассматриваться как свидетельство относительно низкотемпературных условий минералообразования (менее 173-179°C) в случае его кристаллизации в гидротермальной системе как первичного минерала. Однако парагенезис акантита с галенитом, сфалеритом и кварцем, гомогенизация включений в котором происходит при температуре 240-180°C, указывает на то, что первичным сереброносным минералом в рудных телах был аргентит. Параморфное превращение кубической модификации сульфида серебра в ромбическую вызвано снижением температуры в рудообразующей системе, вероятно, уже после завершения формирования месторождения.

Халькозин. По наблюдениям П. И. Скорнякова и Б. О. Иванюка, минерал имеет гипергенное происхождение и, видимо, характеризует зону окисления руд. Образует тонкие каемки вокруг галенита, халькопирита и пирротина. Внешне похож на акантит. Отличительные особенности: темно-серый цвет, фиолетово-синеватая побегалость, ассоциация с медьсодержащими минералами - халькопиритом и ковеллином. Положение халькозина в зоне окисления может служить указанием на его принадлежность к фазе моноклинной модификации халькозина с температурой образования до 76-83°C [Годовиков, 1975].

Ковеллин. Описан П. И. Скорняковым. Так же, как и халькозин, является минералом зоны окисления месторождения и, по-видимому, вместе с халькозином возник за счет эндогенного халькопирита или полностью преобразованного борнита. Совместно с халькозином развит по халькопириту в виде тонких пленок синего цвета.

Арсенопирит. Самый распространенный сульфидный минерал на месторождении. Как правило, арсенопирит локализуется в зонах окварцевания и сульфидизации вмещающих пород, а также в стержневых кварцевых жилах и в зальбандах мелких жил и прожилков.

В измененных метатерригенных породах арсенопирит встречается преимущественно в виде вкрапленных удлиненно-призматических или уплощенно-ромбических кристаллов (иногда клиновидных), имеющих размеры от 0,5 до 2 мм по длинной оси (рис. 4.14; фототабл. XIII А). Иногда встречаются двойниковые и тройниковые сростания этого сульфида. В алевролитах арсенопирит обрастает вкрапленники пирита, часто отмечается в зальбандах кварцевых просечек, причем под микроскопом видно, что он кристаллизовался частью в метасоматитах, частью в таких прожилках (фототабл. VIII А, Б). В метасоматическом кварце арсенопирит иногда встречается в виде кристаллических включений в галените (рис. 4.15). Наличие арсенопирита в околорудно-измененных породах - признак близости золотоносных кварцевых жил. Ореолы мышьяка в измененных породах служат поисковым геохимическим признаком золотого оруденения.

В жильном кварце арсенопирит нередко формирует изометрично-гнездовую вкрапленность с размерами выделений от 0,5 мм до 2-3 см. Количество арсенопирита в рудах месторождения достигает 5% (на участках арсенопиритизации). Для арсенопирита характерны включения пирротина и золота. Кристаллы арсенопирита в жильных телах идиоморфные, изометричной или уплощенной формы, в минерализованных дайках - удлиненно-призматические.

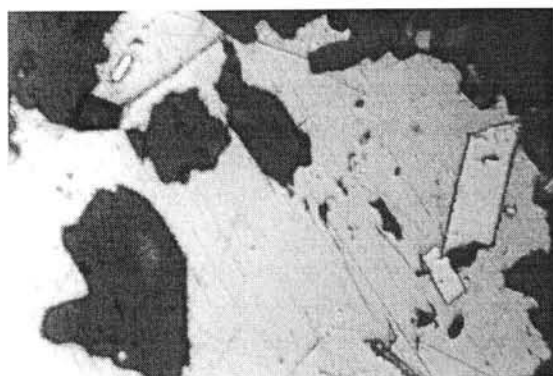
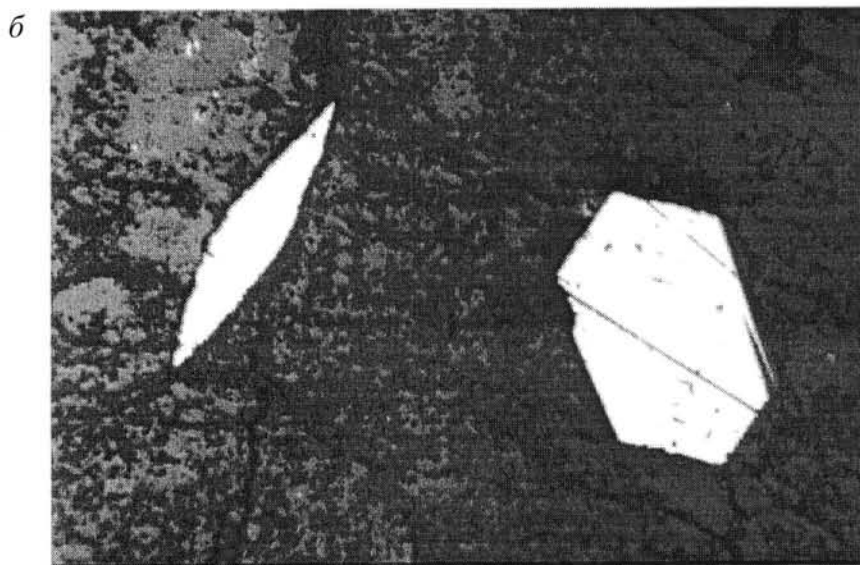
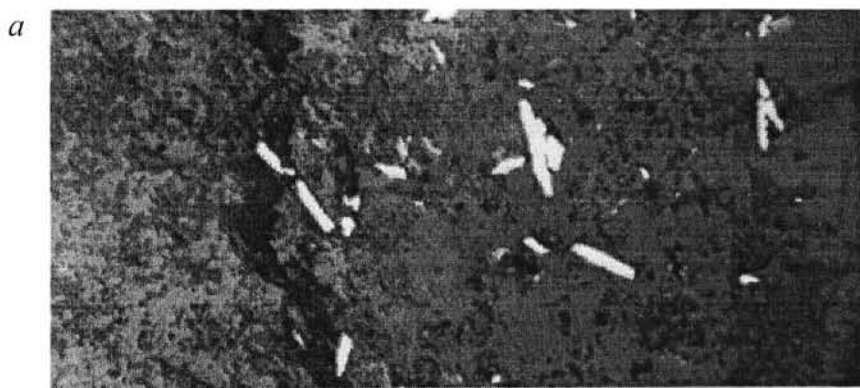


Рис. 4.15. Мелкие кристаллики арсенопирита-2 в галените. Ув. 210. Р. з. 3/62

Рис. 4.14. (a). Удлиненные кристаллы арсенопирита в метасоматите. Ув. 120. Апофиза 2, р.з. «Участковая». (б). Уплотненно-ромбический арсенопирит во взаимно перпендикулярных срезах. Вкрапленность в метасоматите. Ув. 120. Апофиза 2, р.з. «Участковая». (в). Призматический арсенопирит в метасоматите. Ув. 120. Апофиза 2, р.з. «Участковая»

В целях выявления состава и структуры арсенопирита были изучены 10 рудных проб массой 0,5-1,0 кг из рудных зон. На долю арсенопирита в этих пробах приходится более 95% от общей массы сульфидов. Выделение сульфидов проводилось путем растворения силикатной матрицы неразбавленной плавиковой кислотой.

Установлено присутствие двух генераций арсенопирита. В то же время, по данным С. В. Ворошина и др. [1989, 20006], основания для выделения нескольких генераций этого минерала отсутствуют, поэтому предлагаемая далее схема носит во многом условный характер. В реликтах интенсивно окварцованных вмещающих пород обнаружены метакристаллы раннего арсенопирита-1, в коррозионных полостях которого часто сохраняются фрагменты вмещающих литокластов. Арсенопирит этой генерации совместно с пиритом-2 и тонкодисперсным золотом-2 отлагался из гидротермальных растворов в раннюю стадию рудообразования. В околорудно-измененных породах он формирует рассеянную вкрапленность и скопления зерен, приуроченные к внешним зальбандам полевошпатово-кварцевых и карбонат-кварцевых прожилков. Характерными формами выделений арсенопирита-1 являются кристаллы короткопризматического облика размером от 0,01 до 1-2 мм.

Железо-мышьяковый сульфид из кварцево-жильной матрицы является второй генерацией арсенопирита. Арсенопирит-2 в ассоциации с галенитом и самородным золотом локализован в стержневых кварцевых жилах. Он образует средне- и крупнозернистые агрегаты в тесном контакте с галенитом, золотом-3, пиритом-3 и шеелитом. В кварцевых жилах крупно- и среднекристаллический арсенопирит-2 чаще всего локализуется вдоль зальбандов, а в брекчиевых и полосчатых рудах образует прерывистые шепочки с беспорядочной ориентировкой кристаллов. Нередко арсенопирит-2 формирует мелкие (доли миллиметра) призматические кристаллики в самородном золоте-3 и галените (рис. 4.16), которые обволакивают арсенопирит-2 и заполняют в нем коррозионные полости.

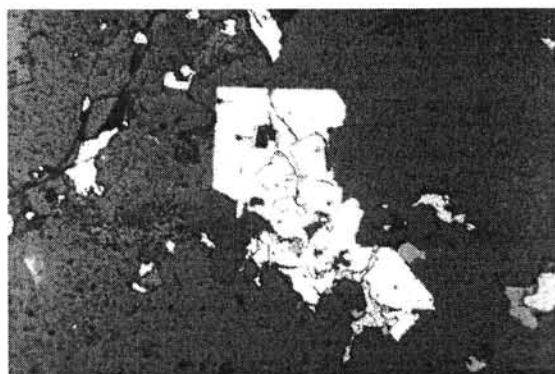


Рис. 4.16. Галенит и сфалерит корродируют арсенопирит-2. Ув. 120. Р. з. 33

Параметры кристаллической решетки арсенопирита-2 Наталкинского месторождения, рассчитанные по дифрактограммам, составляют: $a = 9,598$, $b = 5,705$ и $c = 6,399$. Арсенопирит характеризуется электронным типом проводимости (d колеблется от -50 до -300 мкВ/°С) и по этой характеристике близок арсенопириту месторождения Мурунтау.

Внутреннее строение арсенопирита-2 зональное, блоково-зональное. Микрозондовым анализом установлено незначительное различие состава отдельных блоков кристаллов. Зональные же образования однородны в пределах ошибки анализа.

В поздних кварц-кальцитовых жилах с антимонитом и пиритом встречается арсенопирит третьей генерации [Сидоров, Литвиненко, 1999]. Для позднего арсенопирита-3 характерны как идиоморфные кристаллы, так и сообщества изометричных минеральных агрегатов и прожилковидных образований.

На месторождении не выявлено сколько-нибудь значимых отличий арсенопирита различных генераций по содержанию основных его компонентов. Химический состав арсенопирита Наталкинского месторождения лишь немного отличается от теоретического, что типично для арсенопиритов всех малосульфидных золото-кварцевых месторождений Яно-Колымского пояса. Приближенно-количественным спектральным анализом в арсенопирите обнаружены примеси кобальта, никеля, сурьмы, висмута, меди, свинца, марганца, селена и теллура. В нем установлен дефицит мышьяка и избыток серы для арсенопирита с суммарным содержанием кобальта и никеля менее 0,1 мас.%, образующего метасоматическую вкрапленность в дайках по сравнению с арсенопиритом из кварцевых жил и минерализованных осадочных пород (рис. 4.17).

Обращает на себя внимание также неоднородность в распределении кобальта и никеля в этом минерале. Несмотря на невысокие содержания этих элементов, при сканировании кристаллов арсенопирита различных генераций выявляются мелкие участки с резко повышенными концентрациями кобальта (до 8 мас.%) и никеля (до 18 мас.%). Установить форму вхождения этих элементов не удалось из-за малых размеров участков их локализации. Значимых содержаний сурьмы при микрозондовом исследовании арсенопирита не встречено ни в одном случае. Но на приставке «Кевех» качественно было обнаружено единичное зерно брейтгауптита (NiSb) в измененной осадочной породе. Вероятно, отложение брейтгауптита отвечает более поздней стадии сульфидно-сульфосольного минералообразования. Несмотря на присутствие включений с повышенным содержанием кобальта и никеля, практически во всех проанализированных кристаллах арсенопирита суммарное содержание этих элементов не превышает 0,1% (табл. 4.4). При этом отношение Ni/Co больше единицы во всех пробах.

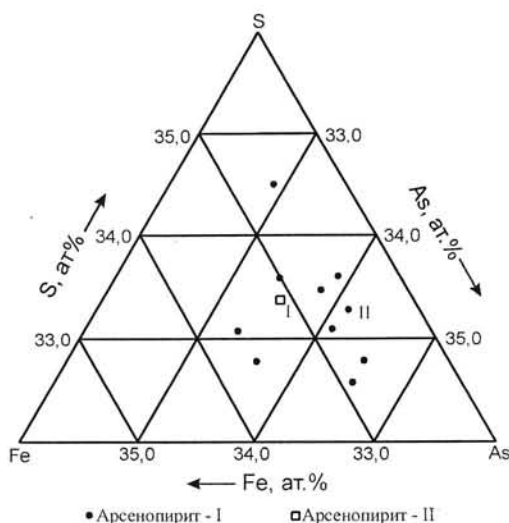


Рис. 4.17. Диаграмма составов арсенопирита

Содержание элементов-примесей в арсенопирите Наталкинского месторождения, %

Элементы примеси	Содержание			
	Минимальное	Максимальное	Среднее	Среднее квадратичное отклонение
Никель	0	0,1	0,005	0,0002
Кобальт	0	0,04	0,007	0,00006
Медь	0	0,1	0,0066	0,0003
Серебро	0	0,03	0,0015	0,00002

Примечание. Анализ выполнен на лазерном микроанализаторе ЛМА-1 в ИГиГ СО АН СССР, аналитик С. И. Портнягин.

В арсенопирите Наталкинского месторождения установлены довольно высокие содержания золота (2,4-418,2 г/т) и серебра (2,1-252,7 г/т) (табл. 4.5). Средние содержания золота и серебра, по данным анализа 22 мономинеральных проб, составляют соответственно 3900 и 165 г/т. Отношение содержаний золота к сумме содержаний золота и серебра близко к значению пробы самородного золота в рудах (см. табл. 4.5), что позволяет предполагать локализацию золота в арсенопирите месторождения в самородной форме, а не в виде изоморфной примеси.

Статистической обработкой результатов анализа выявлено бимодальное распределение золота и серебра в арсенопирите, что указывает на наличие в нем двух генераций золота. Золото второй генерации в тонкодисперсной форме кристаллизовалось совместно с пиритом-2 и арсенопиритом-1 в раннюю гидротермальную стадию минералообразования. Это же подтверждают и данные, ранее полученные Б. О. Иванюком и др. [1980 г.], В. И. Гончаровым, Р. А. Ереминым, Е. Э. Тюковой и др. [1983 г.], которые указывают на более низкие содержания золота (76,6 г/т) и серебра (24,0 г/т) в раннем арсенопирите-1 по сравнению с их содержаниями в арсенопирите-2, где концентрации благородных элементов достигают, как уже отмечалось, сотен граммов на 1 т руды.

Золото второй генерации, установленное в полированных шлифах кристаллов арсенопирита, отлагалось в нем по трещинкам, а также выполняет коррозионные дефекты в минерале, образуя в разрезе заливоподобные внедрения в сульфиде, что свидетельствует о его наложенном характере.

Пирит. Этот сульфид встречается в рудных телах и во вмещающих породах в виде нескольких генераций и формирует мелкие (до 2-3 мм) сгустковые обособления, маломощные короткие прожилки, линзочки, реже вкрапленность в виде псевдокубических кристаллов размером до 1-3 мм (фототабл. V А; VII А, Б, В, Г; VIII Е).

Пирит ранней генерации (пирит-1) широко распространен во вмещающих породах, формируя рассеянную вкрапленность, небольшие гнездовые выделения (до 2-3 см в поперечнике) или же мономинеральные прожилки до 1,5 см мощности метаморфогенной природы. Иногда в зернах пирита встречается тонкая вкрапленность несколько более позднего пирротина. Пириту-1 свойственны идиоморфные кубические и пентагон-додекаэдрические кристаллы или сложные агрегатные сростания в метасадочных породах и дайках.

Пирит-1 входит также в состав допродуктивных жил метаморфогенного молочно-белого кварца, где он образует редкую вкрапленность кристаллов, обычно кубического габитуса размером до 1 см. Пирит этой генерации характеризуется электронным типом проводимости. Значения его термо-ЭДС колеблются от -70 до -225 мКв/°С. Спектральным анализом в пирите-1 обнаружены примеси кобальта, никеля, молибдена, висмута, олова, свинца, цинка и меди. Иногда по пириту первой генерации развивается арсенопирит-1 (рис. 4.18). Содержание золота в пирите из омчакской свиты достигает 0,77, атканской - 2,2, пионерской - 1,6 г/т.

В гидротермальных продуктивных и непродуктивных образованиях пирит является постоянным спутником всех парагенетических минеральных сообществ и отличается по составу минералов-спутников. Количество пирита в руде колеблется от долей процента до десятков процентов от общего содержания сульфидов. В рудных телах с промышленным золотом пирит чаще всего встречается совместно с арсенопиритом, образуя вначале кварц-2 - пирит-2 - арсенопирит-1 ассоциацию, сопровождающуюся

Элементы-примеси в арсениопирите Наталкинского месторождения, мас. % [Ворошин и др., 1989]

№ образца	Золото, $n \cdot 10^{-4}$	Серебро, $n \cdot 10^{-4}$	Никель, $n \cdot 10^{-2}$	Кобальт, $n \cdot 10^{-2}$	Цинк, $n \cdot 10^{-2}$	Кадмий, $n \cdot 10^{-3}$	Медь, $n \cdot 10^{-2}$	Сурьма, $n \cdot 10^{-2}$	Au/Au+Ag, $n \cdot 10^3$	Ni/Co
10.1.2	174,7	-	2,8	1,2	9,0	-	6,5	-		2,33
10.1.3	224,3	13,5	4,7	Н.о.	16,0	-	5,6	-	943	
10.2.1	8,5	4,3	0,9	1,5	2,4	-	0,9	-	664	0,6
10.2.3	120,0	-	1,2	0,4	2,0	-	1,0	1,1		3,0
10.2.4	21,3	4,9	2,4	-	5,3	-	0,4	5,3	813	
10.3.1	146,9	54,0	2,1	0,34	1,3	-	0,9	-	731	6,2
10.3.5	5,1	2,3	1,0	0,36	2,1	-	-	-	689	2,8
10.3.6	11,7	4,4	7,4	0,22	3,4	-	-	-	727	33,6
10.4.3	22,8	10,3	1,1	0,33	3,5	-	0,6	-	689	3,3
10.4.6	32,5	14,4	1,9	1,3	3,4	-	1,2	-	693	1,5
10.5.4	23,8	11,6	1,8	0,11	3,5	-	0,2	-	672	16,4
10.5.6	7,8	3,7	2,0	-	8,0	-	1,0	-	678	
10.5.9	109,6	36,5	1,5	0,46	2,6	-	0,5	-	750	3,3
10.5.10	17,5	18,5	1,6	-	10,0	-	4,7	-	486	
10.5.12	19,9	13,9	2,3	-	2,8	-	1,2	-	589	
10.6.5	198,9	87,2	1,7	0,34	1,8	-	0,4	-	695	5,0
10.7.2	16,3	6,1	2,8	0,15	2,9	-	1,8	-	728	18,7
10.7.3	18,3	6,3	1,0	0,38	1,2	-	0,06	-	744	2,6
10.11.2	77,8	29,6	1,2	0,12	2,7	-	0,16	-	724	10,0
10.13.1	26,2	10,9	1,5	0,88	3,2	-	1,5	-	706	1,7
10.14.1	8,6	6,1	2,1	1,2	5,4	-	0,8	-	585	1,8
10.15.3	418,2	252,7	1,9	-	3,3	-	1,7	-	633	
10.19.1	26,6	16,3	3,0	1,3	8,5	-	5,5	-	620	2,3
10.21.1	74,1	32,9	2,0	0,9	2,1	0,4	0,5	-	693	2,2
10.22.1	20,5	7,7	1,1	1,1	7,9	-	0,15	-	727	1,0
10.23.1	65,8	25,2	2,0	0,44	8,7	-	1,4	-	723	4,5
10.28.1	62,9	14,6	1,7	0,73	9,4	-	0,3	-	812	2,3
10.28.2	95,6	38,9	1,3	0,93	3,4	-	2,4	-	711	1,4
10.29.3	20,1	6,0	2,2	2,0	4,9	-	1,1	-	770	1,1
10.30.1	15,8	4,5	1,5	-	6,8	-	-	-	778	
Н-к	6,9	2,4	1,2	-	1,6	11,0	-	-	742	
II-III-5	2,7	2,2	0,8	-	4,4	3,6	-	-	551	
I-III-6	2,4	2,1	1,0	0,55	1,1	4,2	2,7	-	533	

Примечание. Анализы выполнены на атомно-абсорбционном спектрофотометре «Perkin Elmer», аналитик В. Г. Цимбалист, ИГиГ СО АН СССР.
 Прочерк - элемент не установлен.

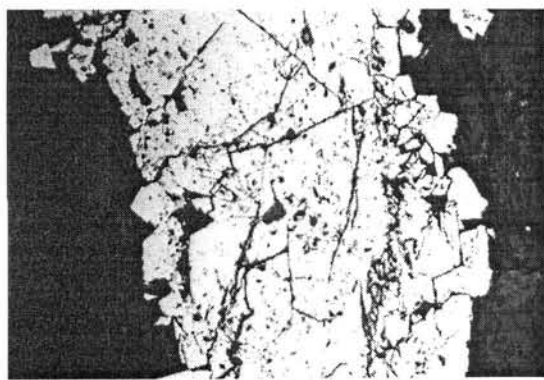


Рис. 4.18. Обрастание пирита арсенопиритом-1. Мелкие включения - пирротин и низкопробное золото. Ув. 120. Р. з. 61

тонкодисперсным золотом-2 и никель-кобальтовой минерализацией, затем кварц-сульфидно-сульфосольную ассоциацию, где сообщество сульфидов, помимо пирита-3, включает арсенопирит-2, галенит, сфалерит, халькопирит и пирротин.

Пирит-2 образует широкие ореолы рассеяния во вмещающих породах. Для него характерны кристаллы кубического, октаэдрического и пентагон-додекаэдрического габитуса размерами от 0,1 до 1,2 мм. Исследованиями методом термо-ЭДС для пирита-2 установлен дырочный тип проводимости, значения термо-ЭДС колеблются от +80 до +275 мКв/°С. Спектральным анализом в пирите-2 установлены примеси мышьяка, кобальта, свинца, олова, меди и цинка. Пробирным методом обнаружены довольно высокие

концентрации золота (0,1-20 г/т) и серебра (0,01-10,0 г/т).

Пирит-3 отлагался из гидротермальных растворов на этапе кварц-сульфидно-сульфосольного минералообразования, несколько раньше галенита, сфалерита, халькопирита и золота. Количественно он уступает пириту-2 и встречается в кварцевых жилах в виде скоплений агрегатов с другими рудными минералами или же в виде мономинеральных пиритовых прожилков. Эта генерация пирита представлена кристаллами кубического и октаэдрического габитуса размером до 2-5 мм, обладающими дырочным типом проводимости (значения термо-ЭДС колеблются от 0 до +175 мКв/°С.). Спектральным анализом в пирите-3 обнаружены примеси мышьяка, кобальта, висмута, никеля, свинца, меди, цинка, олова и сурьмы. Среднее содержание золота и серебра в пирите-3 составляет соответственно 16 и 12 г/т.

Поздний пирит четвертой генерации, отвечающий продуктивной стадии минералообразования, входит в состав кварц-антимонитовой ассоциации и встречается вместе с арсенопиритом-3. Во вмещающих метасоматитах пирит этой генерации встречается в виде редкой вкрапленности. Для пирита в составе кварц-антимонитовых жил характерны единичные кристалломорфные выделения, сообщества неправильных зерен, а также прожилковидные образования [Сидоров, Литвиненко, 1999].

Пирит из продуктивных ассоциаций характеризуется постоянным присутствием примеси мышьяка. По данным 99 микрозондовых измерений, содержания мышьяка изменяются от 0,0 до 2,5 ат.%. В 53% определений значения концентраций мышьяка не превышают 0,4 ат.%. Сканирование отдельных кристаллов показывает, что иногда повышенные содержания мышьяка приурочены к периферической части кристаллов пирита с резким переходом от внутренних частей минералов, не содержащих мышьяка, к периферическим, где на его долю приходится от 1,0 до 2,5 ат.%. Однако такая закономерность устанавливается не всегда. В некоторых кристаллах содержание мышьяка колеблется от 0,0 до 1,0 ат.% без определенных закономерностей в размещении его в массе пирита.

Пирит пятой генерации характеризует послепродуктивную кварц-кальцитовую ассоциацию заключительной кварц-карбонатной стадии минералообразования (фототабл. IV Е). Пириту-5 свойственна пентагон-додекаэдрическая, кубооктаэдрическая и удлиненно-призматическая форма кристаллов. Он обладает электронным типом проводимости, значения термо-ЭДС колеблются от -200 до 0 мКв/°С. Спектральным анализом в пирите-5 установлена примесь мышьяка.

Марказит в кварцевых жилах и в измененных породах встречается значительно реже, чем пирит и арсенопирит. Количество марказита возрастает к флангам месторождения, где его содержание достигает 0,25%. Высказано мнение [Иванюк, 1980], что марказит возник по пирротину при его дисульфидизации. Минерал образует мелкие (3-5 мм) сферолитоподобные, лучистые в поперечном разрезе агрегаты, хорошо отличающиеся по этому признаку от пирита.

Пирротин встречается, вероятно, в виде трех генераций. Пирротин-1 совместно с пиритом часто образует вкрапленность во вмещающих породах. По-видимому, природа ранней генерации этого минерала метаморфогенная.

Пирротин-2 отмечен в рудных телах в виде включений в арсенопирите-1, а для пирротина-3 характерны выделения микроскопической размерности в сростаниях с галенитом и золотом. С галенитом и халькопиритом он иногда образует более крупные агрегаты (размером до 2-3 мм). Ровные границы

между галенитом и пирротином можно рассматривать как свидетельство их близко одновременной кристаллизации. Нередко пирротин-2 встречается в форме изометричных мелких включений в арсенопирите и пирите, где он, являясь более поздним минералом, по-видимому, выполняет каверны и остаточные кристаллизационные ниши на поверхности минерала-матрицы. В сульфидных гнездах с преобладанием арсенопирита содержание пирротина-2 иногда достигает 5-10%, часто в сочетании с соразмерными по количеству, но несколько более поздними зернами галенита и пирита. Кроме того, пирротин отмечен в ассоциации со сфалеритом и халькопиритом, где он, по-видимому, представляет собой третью генерацию (пирротин-3).

Все отмеченные генерации пирротина, судя по минеральным парагенезисам, в которых они встречаются, по всей видимости, представляют собой моноклинный пирротин. Согласно схеме состава и взаимных переходов основных минералов группы пирротина и макинавита [Годовиков, 1975], температура образования пирротина этого типа может превышать 135°C.

Галенит - широко распространенный рудный минерал кварцевых жил Наталкинского месторождения, количество которого в пределах рудных столбов достигает 1-2%. По распространенности галенит сопоставим со сфалеритом. В основной своей массе он представлен кристаллами, образованными комбинациями куба, октаэдра и ромбододекаэдра с хорошо выраженными ступенями роста и следами более позднего растворения. В рудных телах галенит обычно встречается в виде мелких (до 2 мм) изолированных выделений в мелкокристаллическом кварце, локализуется в трещинах и микродефектах в арсенопирите, образуя ксеноморфные, овальные, часто с извилистыми границами обособления. Он локализуется также в тесной ассоциации с арсенопиритом-2 и самородным золотом-3, реже ассоциирует с халькопиритом и сфалеритом (рис. 4.19; фото-табл. VIII Д; IX В; X Г; XI А). В единичных случаях отмечены псевдографические сростания галенита с золотом-3.



Рис. 4.19. Галенит с включениями арсенопирита-2 и сфалерит с эмульсионной вкрапленностью халькопирита в кварце. Ув. 120. Р. з. 3/62

Повышенные количества галенита в рудах Наталкинского месторождения всегда указывают на промышленные концентрации золота.

Иногда галенит отмечается и совместно с арсенопиритом-1. В крупных кристаллах арсенопирита-1 галенит нередко выполняет коррозионные полости, замкнутые очертания которых в срезе шлифа придают им облик включений.

Галенит характеризуется довольно высокими отрицательными значениями термо-ЭДС (от +400 до +700 мКв/°С) и электронным типом проводимости. Полуколичественным спектральным анализом в нем обнаружены примеси серебра, меди, сурьмы, цинка, висмута и олова.

По данным микрозондового анализа (табл. 4.6), галенит обладает заметной неоднородностью, выраженной в вариациях примесей висмута и серебра. Галенит р.з. «Участковая» и апофизы 2 этой зоны обладает более высокими концентрациями висмута, который, судя по соотношениям с серебром, образует матильдитовую молекулу в составе галенита. В то же время, для остальных рудных зон уровень содержания висмута заметно ниже, а в галените р.з. 3/62 концентрация серебра ниже чувствительности анализа. Ранее проведенными исследованиями [Еремин и др., 1983 г.] в галените была установлена медь с содержанием до 0,06 мас.%, но при этом не была выявлена сурьма.

Сфалерит образует мелкие (до 2 мм) изолированные выделения в мелкокристаллическом кварце. Обычно встречается в ассоциации с галенитом, арсенопиритом-2, халькопиритом и золотом-3. В сфалерите присутствует эмульсионная вкрапленность халькопирита в виде капле-, нитевидных и пластинчатых выделений (рис. 4. 20). Спектральным анализом в нем обнаружены примеси кобальта, висмута, марганца, сурьмы, кадмия и серебра.

Сфалерит является постоянным минералом руд, но количество его не превышает десятых долей процента от общего количества сульфидов, за редким исключением, например, в ассоциации с сульфо-

Состав галенита рудных зон Наталкинского месторождения, мас. %

Рудная зона	№ пробы	Pb	Bi	Ag	Sb	S	Сумма
Апофиза 2,	3/3	85,4	0,7	0,25	-	12,5	98,8
гор.600		86,5	0,6	0,2	-	12,8	100,3
гор.570	1244	86,6	0,6	0,2	-	12,9	100,7
Р.з. «Участ- ковая»	28	85,8	0,6	0,1	-	12,4	98,9
		87,1	0,7	0,3	-	12,7	100,9
		86,4	0,6	0,2	-	12,45	99,65
Р.з. 64, кв.6'	30	86,6	0,3	0,1	-	12,2	99,2
Апофиза 1,	7/0	88,0	0,4	0,1	-	12,3	100,8
		р.з. 64	87,7	0,3	0,1	-	12,5
Р.з. 3/62	29	86,9	0,3	-	-	12,1	99,3
Р.з. 33,	19/3	85,6	0,1	-	-	12,6	98,6
		гор.650	84,3	0,3	-	-	12,3

Примечание. Прочерк - элемент не установлен.

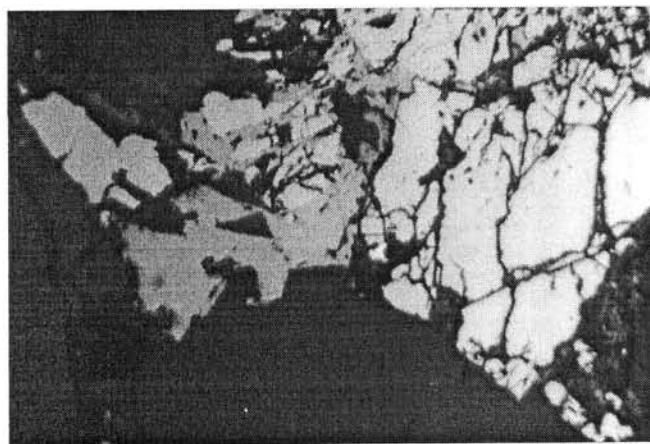


Рис. 4.20. Халькопирит в сростании со сфалеритом корродируют арсенопирит-1. Вмещающая среда - кварц. Ув. 210. Р.з. 61

солями, где на его долю приходится уже до нескольких процентов от общей массы сульфидов. Обычно сфалерит образует мелкие изометричные ксеноморфные выделения, в большинстве случаев обособленные, реже в эпитактических сростаниях с галенитом. Цвет светло-коричневый. Содержание в нем FeS составляет 1,5-10 мол.%. Наблюдается незначительное отличие по составу сфалерита из минерализованных даек и из рудных тел, локализованных в осадочных породах.

Халькопирит в рудных телах распространен меньше, чем галенит. В микроскопической размерности отмечен как вкрапленность в сфалерите, пирите-3 и арсенопирите-2; иногда встречается в сростаниях с арсенопиритом-1, галенитом и золотом (фототабл. IX В). В арсенопирите-1 и галените он

фиксируется в виде прожилков, что указывает на его более позднее отложение из минералообразующих растворов. Изредка халькопирит отмечается в жильном кварце в виде единичных изолированных выделений размером до 1 мм. Такие зерна обычно содержат включения галенита и кобальтина и, вместе с тем, встречаются вместе с серебросодержащим пентландитом (аргентопентландитом) и пирротином. Появление последнего, возможно, связано с реакциями замещения пентландита пирротином. Спектральным анализом в халькопирите обнаружены примеси свинца, цинка, сурьмы, висмута и серебра.

Антимонит встречен в р.з. «Участковая» и минерализованных дайках кислого состава на юго-восточном фланге месторождения. Он формирует либо кварц-антимонитовые прожилки с водяно-прозрачными кристаллами кварца, либо метасоматическую вкрапленность в окварцованных риолитах. Метасоматическая достаточно равномерно рассеянная вкрапленность концентрируется в околопрожилковых зонах в дайковых породах, а также выражена в виде обособленных пятен или небольших изолированных прожилков. Антимонит в прожилках образует сплошные крупнокристаллические агрегаты, для которых характерно полизернистое строение и сложно проявленное двойникование. При высоком содержании кварца антимонит локализуется в интерстициях между его зернами. В непосредственной ассоциации с антимонитом наблюдались только арсенопирит-3 и пирит-4, мелкие кристаллы которых цементируются антимонитом и пересекаются его тонкими прожилками.

Кобальтин (глаукоdot) встречен в виде редких мелких (0,0п-0,00п мм) включений в пирите минерализованных даек, рудных тел в осадочных породах и околорудных метасоматитов. Иногда встречается в халькопирите (фототабл. IX А, Б). В некоторых случаях кобальтин образует метакристаллы в

силикатной матрице, которая, в свою очередь, заключена в кристалле пирита. Суммарное количество микровключений кобальтина настолько мало, что содержание кобальта в сульфидных концентратах не превышает 0,00п мас.%. Состав кобальтина невыдержанный, часто из-за мелких размеров включений невозможно получить удовлетворительный количественный анализ (табл. 4.7). В ассоциации с кобальтином качественно установлены фаза состава Ni, As и аргентопентландит.

Миллерит известен в виде единичных находок в р.з. «Участковая» на горизонте 650 м. Он встречается в минерализованной дайке спессартитов и образует удлиненные кристаллы или их агрегаты (менее 1 мм в поперечнике), локализованные в силикатной матрице, иногда в сообществе с кобальтином (глаукодомом). Срастаний с другими рудными минералами не установлено. Основными сульфидами, ассоциирующими с миллеритом, помимо кобальтина, являются арсениопирит и пирит. Состав миллерита приведен в табл. 4.7.

Тетраэдрит установлен в минерализованных дайках кислого состава по юго-западному обрамлению месторождения, где он наблюдался в виде изометричных выделений в срастании с существенно преобладающим бурнонитом (фототабл. X Д, XII А, Б). Кроме того, тетраэдрит встречается в р.з. 62(3) на горизонте 600 м, где он ассоциирует с самородным золотом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, арсениопиритом и пиритом. Цвет минерала темно-серый до черного. Блеск металлический. Зерна его хрупкие, излом неровный. Состав тетраэдрита из разных точек локализации приведен в табл. 4.8. Отдельные его зерна характеризуются неоднородным распределением серебра.

Бурнонит образует интерстициальные обособления в кварцевых прожилках из минерализованных даек кислого и среднего-основного состава по юго-западному обрамлению месторождения. Преобладают таблитчатые формы зерен. Минерал образует эпитактические срастания с тетраэдритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, арсениопиритом и буланжеритом (фототабл. XII В). Состав бурнонита выдержанный и характеризуется формулой $Pb_{0,99}Cu_{1,00}As_{0,04}Sb_{0,95}S_{3,02}$, причем количество мышьяка колеблется от приведенных максимальных значений до полного исчезновения (см. табл. 4.8).

Буланжерит встречается в минерализованных дайках основного-среднего состава по юго-западному обрамлению месторождения. Он образует игольчатые сноповидные агрегаты размером до 2-3 мм и локализован в кварц-сульфидных прожилках (фототабл. XI Г; XII В). Этот минерал является одним из наиболее поздних минералов основной продуктивной стадии с золотом-3. Существенных вариаций состава буланжерита не установлено, и в среднем он соответствует формуле: $Pb_{5,10}Sb_{3,92}S_{10,98}$. В отдельных анализах отмечается повышенное (до 0,п мас.%) содержание серебра, меди, мышьяка и селена (см. табл. 4.8).

Арсениды:

Раммельсбергит. Минеральная фаза типа раммельсбергита ($NiAs_2$), содержащая в основном никель и мышьяк, а в качестве примесей кобальт и серу, установлена в виде единичных выделений в рудах.

Антимониды:

Брейтгауптит ($NiSb$) обнаружен в измененной осадочной породе на горизонте 600 м в ассоциации с халькопиритом и минералами кобальта и никеля. Единичное зерно брейтгауптита диагностировано с помощью микронзонда и рентгеноспектральным методом.

Оксиды и гидроксиды:

Кварц - самый распространенный минерал жильно-прожилковых и брекчированных рудных тел, а также метасоматитов Наталкинского месторождения (фототабл. III Б, В; IV А, Б, В, Г, Д; V А, Б, В, Г, Д, Е; VI А, Б, В, Г). Рудный кварц кристаллизовался на протяжении всей стадии рудоотложения. Отчетливо выделяются пять его генераций.

Кварц-1 молочно-белого цвета крупнозернистый, массивного сложения широко распространен в рудном поле и за его пределами и относится к дорудным непродуктивным образованиям. Он слагает самостоятельные жилы мощностью от 0,5 до 2,5 м, которые пересекаются собственно золотоносными кварцевыми жилами. Ранний кварц имеет отчетливые признаки более позднего преобразования (волнистое погасание, мозаичное строение, кристаллизация мелких идиоморфных кристалликов по краям крупных ксеноморфных зерен). Термолюминесцентное свечение у такого кварца отсутствует.

Кварц-2 и кварц-3 различаются лишь составом ассоциирующих с ними жильных и рудных минералов. Кварц-2 находится в основном в парагенезисе с силикатами (альбитом, адуляром, серицитом,

Состав сульфидов и сульфоселенидов кобальта и никеля Наталкинского месторождения [Ворошин и др., 1989]

Минерал	Содержание элементов, мас. %					Сумма, %	Содержание элементов, ат. %					Кристаллохимическая формула
	Co	Ni	Fe	As	S		Co	Ni	Fe	As	S	
Миллерит	0,1	63,4	2,1	0,0	34,3	99,9	0,0	49,3	1,7	0,0	48,9	Ni _{0,99} Fe _{0,03} S _{0,98}
	0,0	63,6	1,8	0,2	34,8	100,4	0,0	49,2	1,4	0,1	49,3	Ni _{0,98} Fe _{0,02} S _{0,99}
	0,0	63,9	1,7	0,2	34,8	100,6	0,0	49,3	1,4	0,1	49,2	Ni _{0,99} Fe _{0,03} S _{0,99}
	0,0	62,8	2,0	0,0	33,8	98,6	0,0	49,5	1,6	0,0	48,8	Ni _{0,99} Fe _{0,03} S _{0,98}
	0,0	63,0	1,6	0,0	35,1	99,7	0,0	48,9	1,3	0,0	49,8	Ni _{0,98} Fe _{0,03} S _{1,00}
Глаукоdot	28,8	3,1	4,6	42,2	20,0	98,7	27,0	2,9	4,6	31,1	34,4	Co _{0,81} Fe _{0,14} Ni _{0,09} As _{0,93} S _{1,03}
	27,8	3,0	5,0	42,0	20,3	98,1	26,1	2,8	5,0	31,0	35,0	Co _{0,78} Fe _{0,15} Ni _{0,09} As _{0,93} S _{1,05}
	28,6	3,0	4,5	42,5	19,7	98,3	26,9	2,9	4,5	31,5	34,2	Co _{0,81} Fe _{0,13} Ni _{0,09} As _{0,95} S _{1,03}
	23,5	6,3	5,8	41,5	21,2	98,3	21,8	5,9	5,7	30,4	36,2	Co _{0,66} Fe _{0,17} Ni _{0,18} As _{0,91} S _{1,09}

Примечание. Анализ выполнен на микрозонде «Camebax». Условия съемки: 25 кВ, время интегрирования сигнала 5 с, аналитические линии для Fe, As, S, Co, Ni - K α , аналитик Г. А. Меркулов, СВКНИИ ДВО АН СССР.

Таблица 4.8

Состав минералов сурьмы Наталкинского месторождения, мас. % [Ворошин и др., 1989]

№ п/п	Минерал	Ag	Cu	Pb	Zn	Fe	Sb	As	Se	S	Сумма	Кристаллохимическая формула	Ассоциация
1	Буланжерит	0,2	0,1	55,5	0,1	0,1	26,1	0,1	0,0	18,4	100,5	Pb _{5,06} Ag _{0,04} Sb _{4,05} S _{10,85}	Арсенопирит, пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, золото
2		0,5	0,0	54,4	0,2	0,0	25,3	0,0	0,0	18,4	99,1	Pb _{4,95} Ag _{0,09} Sb _{3,92} S _{11,05}	
3	Бурнонит	0,0	0,0	54,4	0,0	0,1	25,2	0,2	0,2	20,0	99,9	Pb _{4,80} Sb _{3,79} S _{11,41}	Арсенопирит, пирит, буланжерит
4		0,0	0,0	56,8	0,0	0,0	25,6	0,4	0,2	18,9	101,9	Pb _{5,1} Sb _{3,92} S _{10,98}	
5		0,1	0,3	56,9	0,0	0,0	23,9	0,4	0,1	18,6	100,4	Pb _{5,18} Cu _{0,09} As _{0,10} Sb _{3,70} S _{10,85}	
6		0,2	0,2	53,1	0,1	0,0	24,9	0,4	0,0	19,0	98,0	Pb _{4,86} Ag _{0,04} Sb _{3,88} S _{11,23}	
7	Тетраэдрит	0,0	13,3	41,5	0,0	0,0	24,9	0,3	0,0	21,0	101,1	Pb _{0,95} Cu _{0,99} Sb _{0,97} S _{3,10}	Арсенопирит, пирит, буланжерит
8		0,0	13,1	41,0	0,0	0,1	25,1	0,2	0,4	20,3	100,3	Pb _{0,95} Cu _{0,99} Sb _{0,99} Se _{0,03} S _{10,85}	
9	Бурнонит	12,7	27,7	0,0	3,7	3,1	27,3	0,2	0,0	24,6	99,3	Ag _{3,06} Cu _{7,63} Fe _{0,97} Zn _{0,99} Sb _{3,93} S _{13,43}	Арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит
10	Тетраэдрит	0,1	13,0	41,7	0,2	0,0	23,6	0,6	0,0	19,7	98,9	Pb _{0,99} Cu _{1,00} As _{0,04} Sb _{0,95} S _{3,02}	Арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит
11		0,2	12,6	42,6	0,0	0,2	24,0	0,4	0,0	20,0	99,9	Pb _{1,01} Cu _{0,97} As _{0,01} Sb _{0,96} S _{3,05}	
12		0,0	13,3	44,3	0,0	0,0	23,3	0,0	0,0	19,9	100,8	Pb _{1,04} Cu _{1,02} Sb _{0,93} S _{3,02}	
13		0,0	13,0	42,7	0,0	0,0	23,1	0,4	0,0	19,4	98,6	Pb _{1,03} Cu _{1,02} Sb _{0,95} S _{3,01}	
14	Тетраэдрит	2,1	36,3	0,0	6,9	1,1	27,1	1,2	0,0	25,8	100,5	Ag _{0,32} Fe _{0,33} Zn _{1,74} Cu _{9,42} As _{0,26} Sb _{3,67} S _{13,26}	

Примечание. 1-3 - край зерна буланжерита; 4-6 - буланжерит в контакте с галенитом. Анализ выполнен на микрозонде «Camebax», условия съемки: 20 кВ, время интегрирования сигнала 3 с, аналитические линии для Ag, Sb, Te, As, Se - L α , для Fe, Cu, Zn, S - K α , для Bi, Pb - M α , Bi и Te не обнаружены. Аналитик Г. А. Меркулов, СВКНИИ ДВО АН СССР.

хлоритом), а также с сульфидами мышьяка, железа, кобальта, никеля и золота-2. Кварц-3 сопровождается карбонатом (кальцитом-1), новыми генерациями сульфидов и сульфоарсенидов железа, свинца, цинка, меди, серебра, кобальта, никеля, сульфосолями свинца и меди, а также золотом-3.

Обе генерации представляют собой мелко-среднезернистые минеральные агрегаты, характеризующие основной временной интервал главной гидротермальной продуктивной стадии рудообразования. Они типичны для зон окварцевания во вмещающих породах и слагают основную часть жил и прожилков различной ориентировки и мощности (от 0,1 до 1,5 м в раздувах). Кварц-2 обычно не имеет отчетливых следов внешних динамических воздействий, но разбит трещинами, выполненными мелкозернистым кварцем более поздней генерации (кварцем-3). Для кварца обеих генераций характерны массивные, брекчиевые и полосчатые текстуры, обусловленные чередованием темных (с реликтами обломков осадочных пород, обогащенных углистым веществом) и светлых полосок. В жилах, сложенных кварцем-2 и кварцем-3, присутствует вкрапленность рудных минералов, перечисленных выше, и тонкодисперсного золота второй и третьей генерации.

Рудный кварц не имеет отчетливых временных взаимоотношений с ранним кварцем. Широко распространены пересечения ранних прожилков и мелких жил, сложенных метаморфогенным кварцем, более поздними жилами кварца рудного этапа минерализации. Вместе с тем, существуют сложные взаимоотношения различных генераций кварца и на этапе продуктивного минералообразования, что, по-видимому, обусловлено синрудными тектоническими подвижками. Под микроскопом рудный кварц мелкозернистый, часто развивается на фоне более крупных зерен кварца-1. Для рудного кварца характерно наличие двух пиков естественной термолюминесценции (ЕТЛ) различной интенсивности: низкотемпературного при 240°C и высокотемпературного при 320°C (табл. 4.9).

Таблица 4.9

**Усредненные параметры термолюминесценции жильного (продуктивного) кварца
Наталкинского месторождения**

Вертикальный интервал отбора проб	Количество проб	Интенсивность пика при 240°C	Интенсивность пика при 320°C
Гор. +700 и +900 м	7	193	61
Гор. +575 и +650 м	5	96	10

Примечание. Анализ выполнен в ИГАБМ СО РАН в 2000 г., аналитик Н. А. Горячев.

Кварц-4 характеризует поздний кварц-антимонитовый парагенезис, завершающий проявление процесса основной продуктивной стадии минералообразования. Он слагает околорудные метасоматиты, а также жилы и прожилки, содержащие помимо кварца антимонит, арсенопирит-3, пирит-4 и золото-4. Для прожилков с антимонитом характерно присутствие водяно-прозрачных кристаллов кварца этой же генерации зонального строения, размер которых иногда достигает 4-5 мм.

Кварц-5 отлагался в заключительную стадию процесса минералообразования совместно с карбонатами. Он представлен агрегатами изометричных и удлиненных зерен размером до 0,5 мм. Поздний кварц, как правило, выполняет осевые части рудных жил, ассоциируя с карбонатом, или образует самостоятельные карбонат-кварцевые прожилки в осадочных породах. Кварц-5 нередко образует параллельно-или радиально-шестоватые (вокруг обломков) агрегаты идиоморфных кристаллов.

Ильменит. Минерал почти черного цвета, в тонких сколах просвечивает в темно-красных тонах. Встречается очень редко и в небольших количествах, обычно во вмещающих породах, но иногда и в кварцево-жильном материале. В ассоциации с кварцем, **рутилом** и, возможно, **анатазом** образует тонкозернистую смесь - **лейкоксен**, который широко распространен в околорудно-измененных породах Наталкинского месторождения. Различаются две его разновидности: 1) тонкая и мелкая вкрапленность и 2) более крупные (0,1-0,5 мм) неправильной формы агрегатные скопления кварца, рутила и лейкоксена.

Касситерит обнаружен в виде единичного включения в пирротине из диамиктитов атканской свиты на горизонте 600 м, а также, по данным П. И. Скорнякова [1952 г.], иногда присутствует в кварцевых жилах в виде короткостолбчатых кристаллов и зерен изометричной формы коричневого цвета с алмазным блеском вместе с чешуйками хлорита и зернами апатита и ильменита.

Лимонит - широко распространенный минерал зоны окисления месторождения. Обычно встречается в виде рыхлых землистых масс и налетов желтоватого, бурого и красного цвета вместе с **гидрогематитом** и **гидроманганитом**.

Силикаты:

Полевые шпаты (альбит, адуляр) - следующая по распространенности после кварца группа минералов, слагающих жилы и метасоматиты. Их количество в жилах может достигать 40-50%. Состав полевых шпатов, ассоциирующих с кварцем, колеблется от натриевых разновидностей до калиевых, установлен кальциевый анортотоклаз. Более ранним, по-видимому, является плагиоклаз. Альбит наблюдается в виде зерен, рассеянных в кварцевых жилах и околорудно-измененных породах. В жилах он ассоциирует с адуляром, реже с анкеритом и доломитом. Представлен таблитчатыми кристаллами размером до 2 мм. Присутствие в жильных телах и вмещающих породах альбита может рассматриваться как свидетельство температурных условий не ниже 190-150°C и слабокислой реакции минералообразующих растворов (рН ~ 6). Адуляр формирует оторочки вдоль зальбандов кварцевых жил, отлагаясь из щелочных растворов с рН 9-10. Представлен кристаллами ромбовидной и таблитчатой формы размером до 1 мм.

Хлорит является обычным минералом околорудно-измененных пород, где он образует псевдоморфозы по биотиту и смешанные с углистым веществом агрегаты. В кварц-карбонатных жилах встречается крайне редко и в незначительных количествах.

Серицит, как и хлорит, распространен в околорудно-измененных породах, где образует мелкие скопления чешуек и пластинок размером от сотых долей до 0,2-0,3 мм. Иногда вместе с **мусковитом** (или с генерацией крупночешуйчатого серицита) образует каемки вокруг обломков осадочных пород, сцементированных кварцем.

Биотит - также типичный минерал околорудно-измененных пород месторождения - встречается довольно часто в виде рассеянных скоплений очень мелких (от 0,01 до 0,05 мм) агрегатов линзовидной формы.

Сфен образует клиновидные уплощенные и игольчатые кристаллы буро-коричневого цвета, встречается редко и относится к аксессуарным минералам кварц-карбонатных жил. Присутствие его в гидротермальных телах, вероятно, связано с заимствованием титана из вмещающих терригенно-обломочных пород.

Эпидот желтовато-зеленого цвета, обладает стекляннным блеском и ступенчатым изломом. Встречается также редко, обычно в ассоциации с альбитом и хлоритом. Его появление, возможно, связано с процессами замещения альбита, или же он заимствован из вмещающих пород.

Каолинит (диккит) гидротермального происхождения чаще всего выполняет трещины, секущие золотоносные кварцевые жилы, в которых он цементирует обломки кварца и вмещающих пород. Обычно встречается в ассоциации с гипсом. Каолинит представлен плотными глиноподобными скоплениями белого и серо-белого цвета.

Фосфаты, арсенаты:

Монацит широко распространен в аллювии руч. Геологический на северо-западном фланге и в гидротермально измененных осадочных породах центра месторождения. Он имеет серый цвет и эллипсоидальную форму зерен размером до 1 мм. Минерал сростается с кварцем, альбитом, биотитом, хлоритом, мусковитом и, в свою очередь, в виде включений установлен в рутиле, пирите и арсенопирите (фототабл. XII Г, Д, Е). Содержание лантана в монаците изменяется от 4 до 19 мас.%, церия - от 22 до 39 мас.%, ниодима - от 8 до 25 мас.%, празеодима - от 2 до 4 мас.%, иттрия - менее 1 мас.%, в одном зерне установлено содержание тория в количестве 2,87 мас.%. Под микроскопом матрица монацита пористая. В порах нередко встречаются включения кварца и различных силикатов.

Апатит встречается в полевошпат-кварцевых жилах и околорудно-измененных породах в виде идиоморфных столбчатых кристаллов размером до 0,2 мм. В метасоматитах обнаружен в сростании с пиритом, пирротинном и хлоритом (фототабл. IX Г). Качественный анализ апатита показал присутствие значимого количества хлора.

Скородит развит в зоне окисления месторождения как в кварцевых жилах, так и во вмещающих породах. Образует почковидные скопления, корочки, налеты и пленки зеленоватого, буровато-зеленого и бурого цвета. Развит по арсенопириту.

Карбонаты:

Кальцит - широко распространенный минерал на Наталкинском месторождении. Он входит в состав карбонатно-кварцевых жил и формирует самостоятельные кальцитовые жилы. Выделены две генерации кальцита.

Кальцит-1 входит в состав карбонатно-кварцевых жил, где он выполняет межзерновые промежутки и локализуется в виде рассеянной вкрапленности во вмещающих породах.

Кальцит-2 отвечает послепродуктивной стадии минералообразования и слагает отдельные жилы с редкой вкрапленностью пирита-5 (фототабл. IV E).

Арагонит проявлен вместе с кальцитом-2 и доломитом в кварц-карбонатных жилах и прожилках. Представлен белыми корочками, располагающимися на стенках трещин. Под микроскопом наблюдаются мельчайшие кристаллы арагонита. Цвет - белый, желтоватый, серый. Во вмещающих породах часто находится в ассоциации с гипсом.

Доломит, анкерит. На Наталкинском месторождении эти карбонаты встречаются достаточно часто в составе метасоматитов и поздних кварц-карбонатных жил. Они образуют скопления зерен неправильной формы, выполняющие межзерновые промежутки в кварцевой матрице. Оба карбоната характеризуются типичной для тригональных карбонатов ромбоэдрической спайностью. Розовый оттенок анкерита свидетельствует о присутствии в нем марганца, что подтверждается данными спектрального анализа [Иванюк, 1980].

Магнезит распространен как в кварцевых жилах, так и в околорудно-измененных породах. Чаще всего он локализуется в виде налетов, примазок и мелких скоплений в трещинках жильного кварца и обломках вмещающих пород.

Сидерит менее распространен, чем магнезит. Обычно встречается в ассоциации с магнезитом и брейнеритом и образует мелкозернистые, загрязненные глинистыми продуктами, окислами железа и кремнеземом скопления в составе жил, прожилков и гнезд.

Азурит обнаружен в небольших количествах лишь на нижних вскрытых горизонтах месторождения в составе кварцевых жил.

Брейнерит встречается в незначительных количествах в кварцевых жилах и реже - в околорудно-измененных породах.

Смитсонит вместе с церусситом образует каемки вокруг галенита и сфалерита.

Церуссит в незначительных количествах известен в зоне окисления и развивается по галениту. Его скопления имеют желтоватую и буроватую окраску.

Вольфраматы:

Шеелит встречается в брекчированных рудах в виде агрегатов с арсенопиритом-1, а также спорадически в мелких прожилках, выполненных серовато-белым кварцем. Отмечен в составе многих рудных зон, где образует скопления изометричных выделений бледного желтовато-коричневого цвета размером до 1 см в ассоциации с арсенопиритом-1. Для него характерна интенсивная ярко-голубая катодолюминесценция. Минерал известен как в осадочных породах, так и в дайках в пределах рудных зон на всем разведанном интервале месторождения. По характеру взаимоотношения с арсенопиритом-1 можно предположить, что он кристаллизовался несколько ранее сульфида (рис. 4.21; фототабл. XI B). Спектральным анализом в шеелите обнаружены примеси титана, марганца и меди.

Сульфаты:

Барит в кварцевых жилах месторождения пользуется незначительным распространением. Он образует сообщества кристаллов размером 0,5-2 мм. Ассоциирует с доломитом, анкеритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Установлен в единичных уплощенных зернах в тяжелой фракции из измененных осадочных пород с горизонта 600 м. Ранее баритовые жилы мощностью до 20 см были выявлены на фланге Наталкинского месторождения П. И. Скорняковым.

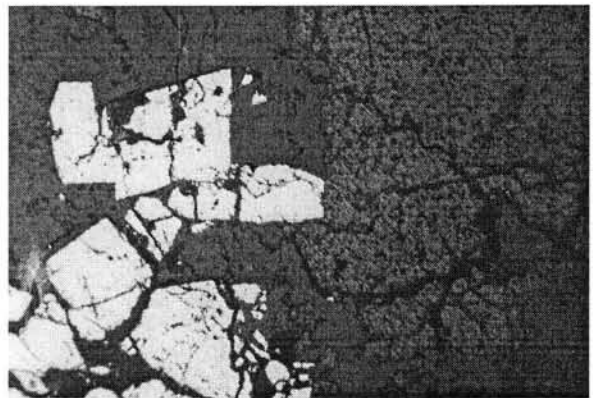


Рис. 4.21. Арсенопирит-1 в сростаниях с шеелитом (рельефное) и кварцем. Ув. 120. Р.з. 64

Гипс образует прожилки в измененных осадочных породах. Встречается в трещинах кварц-карбонатных и кальцитовых жил вместе с арагонитом. Цвет - белый, серый. Обычно гипс проявлен в форме мелких, плоско вытянутых звездчатых кристаллов, рассеянных на поверхностях стенок трещин.

Эпсомит - водный сульфат магния - является одним из наиболее распространенных сульфатов зоны окисления Наталкинского месторождения. Он образует белые корочки, выцветы, землистые и налетные скопления, хорошо выделяющиеся на темном фоне вмещающих пород.

Ярозит встречается не часто, характеризуя зону окисления месторождения. Представлен в виде желтовато-бурых корочек и налетов плотного и тонкокристаллического минерального вещества. Локализован в кавернах и трещинках кварца на участках развития сульфидов.

Мелантерит. Этот водный сульфат железа, так же как и другие сульфаты, развит в зоне окисления месторождения. Встречается в виде сплошных тонкозернистых масс, выполняющих мелкие трещинки в рудах и вмещающих породах.

Англезит встречается совместно с церусситом в зоне окисления в виде светло-серых налетов на участках развития сульфида и сульфосолей свинца.

4.2. Минеральные ассоциации

На первых этапах изучения золоторудных месторождений рудного узла и Яно-Колымского пояса в целом выводы о режиме их формирования носили обобщающий характер, базируясь на результатах изучения отдельных эталонных объектов. Однако предпринимавшиеся попытки [Рожков и др., 1961] рассматривать эти выводы как универсальные для всех месторождений золото-кварцевой формации Яно-Колымского пояса успеха не имели, поскольку все месторождения, даже обладая многими общими признаками, тем не менее, различаются и по составу, и по режиму развития.

Мнения об универсальности состава золото-кварцевых месторождений Яно-Колымского пояса придерживался и Л. В. Фирсов [1985], который подходил к ним с позиций их метаморфогенно-коллоидной природы и считал, что на всех месторождениях есть три постоянные ассоциации минералов. Раннюю, по его мнению, представляют арсенопирит, пирит, альбит, железо-магнезиально-кальциевые карбонаты, отчасти пирротин, светлые слюды, магнезиально-железистые хлориты и небольшое количество золота. Этот комплекс минералов приурочен к зальбандам жил. Вторая ассоциация рудных минералов сложена галенитом, сфалеритом, халькопиритом, джемсонитом, буланжеритом, блеклыми рудами, пиритом и основной массой золота и распределена среди минералов ранней ассоциации. Третья, послерудная ассоциация включает кальцит, большую часть хлоритов, иногда гидрослюды, марказит, низкотемпературный пирит, цеолиты и другие минералы. Положение этой ассоциации связывается с послерудными трещинами, и ее роль в формировании месторождений полностью отрицается.

Что касается месторождений Омчакского рудно-россыпного узла, то за более чем полувековую историю их освоения изучение стадийности формирования проводилось исследователями уже много раз - представителями самых различных школ и направлений в рудной геологии.

В начале 80-х гг. в СВКНИИ ДВНЦ АН СССР было выполнено крупное исследование по перспективам развития золоторудной базы центральных колымских районов. В этой работе приведена обобщающая схема последовательности минералообразования, при построении которой были использованы материалы геологов, в различные годы изучавших этот уникальный рудно-россыпной узел, - П. И. Скорнякова, Л. Н. Пляшкевич, Л. А. Николаевой, М. И. Новгородовой и др.

Эта схема включает три группы минеральных образований. Допродуктивная, отнесенная к метаморфогенному типу, состоит из монокварцевых, хлорит-кварцевых, полевошпат-кварцевых и пирротин-пирит-кварцевых минеральных ассоциаций. Продуктивное минеральное сообщество представлено пирит-арсенопиритовой (с галенитом и самородным золотом) ассоциацией. К послепродуктивным отнесены карбонатная, шеелит-карбонатная и сульфатная.

В эти же годы при проведении специальных термобарогеохимических исследований на Наталкинском месторождении [Гончаров, 1983] была предложена несколько отличающаяся от вышеописанной схема последовательности минеральных ассоциаций. Наиболее ранней в этой схеме является ассо-

циация метаморфогенного кварца с хлоритом и полевым шпатом. Следующая группа продуктивных ассоциаций включает два минеральных комплекса: кварц-арсенопиритовый с золотом-1 и кварц-арсенопирит-галенитовый с золотом-2. Завершает основное гидротермальное минералообразование на месторождении кварц-карбонатная ассоциация с пиритом.

Отмечено, что последовательность минералообразования на всех золото-кварцевых месторождениях Омчакского рудно-россыпного узла однотипна. Кварц, альбит, адуляр, серицит, хлорит, анкерит относятся к числу наиболее ранних жильных минералов. Рутил, ильменит, апатит, скаполит также являются ранними, но локализованы они в основном в околожильных метасоматитах. Кальцит, барит, каолинит принадлежат к пострудным минералам как жильных тел, так и вмещающих пород. Рудный минеральный комплекс достаточно разнообразен, характеризует все этапы и стадии формирования месторождений, отличаясь при этом по составу и масштабам распространения.

Дальнейшие минералогические исследования, выполненные Е. Э. Тюковой [Ворошин и др., 1989, 2000б], позволили уточнить состав и порядок образования рудного комплекса минералов на Наталкинском месторождении. При этом выделены последовательно образующиеся моно- и полиминеральные комплексы: шеелитовый, пирит-арсенопирит-пирротиновый с сульфоарсенидами кобальта и никеля, сфалерит-халькопирит-галенитовый с золотом, тетраэдрит-бурнонитовый с золотом, буланжеритовый и антимонитовый.

Ассоциация пирит-арсенопирит-пирротин-сульфоарсениды кобальта и никеля формируется при замещении метаморфогенного пирита, рассеянного во вмещающих породах, арсенопиритом. При этом предполагается, что источником кобальта и никеля - элементов, создавших самостоятельные минеральные фазы, явились их изоморфные примеси в исходном сульфиде метаморфогенной природы. Количественное отношение арсенопирита к пириту увеличивается от вмещающих пород к рудам, вплоть до возникновения мономинерального арсенопирита на наиболее интенсивно сульфидизированных участках. Совместно с минералами этой ассоциации или даже несколько ранее их кристаллизовался шеелит, наибольшие количества которого приурочены к минерализованным дайкам спессартитов. Самородное золото, хотя и тесно связано в пространстве с минералами этой ассоциации, является более поздним по времени по отношению к ним.

Ассоциация сфалерит-халькопирит-галенит-самородное золото, по мнению С. В. Ворошина и др. [2000б], имеет резко подчиненное в количественном отношении значение по сравнению с предыдущей, хотя и распространена повсеместно. Все минералы этой ассоциации отчетливо более поздние, чем арсенопирит и пирит; их сростания характеризуются плавными заливообразными границами.

Этими же авторами [Ворошин и др., 2000б] выделяется ассоциация тетраэдрит-бурнонит-самородное золото, но в значительной степени условно. Взаимоотношения тетраэдрита и бурнонита с сульфидами цветных металлов свидетельствуют об очень близком времени образования двух ассоциаций. Вместе с тем, буланжерит, входящий в состав сульфосольного парагенезиса, по их мнению, отчетливо замещает все минералы, отложенные ранее, завершая формирование второй продуктивной ассоциации.

Предположение о более поздней кристаллизации буланжерита по сравнению с золотом подтверждается минераграфическими наблюдениями на других месторождениях региона (Школьное, Юглер). В то же время, общий вывод Н. В. Петровской [1973. С. 70], сделанный ею по результатам изучения малосульфидных золоторудных месторождений других регионов, остается справедливым и в данном случае: «...золото кристаллизовалось лишь в заключительные периоды каждой рудной стадии, обычно позднее кварца...».

Антимонит встречается либо в составе кварц-антимонитовых прожилков, либо в виде метасоматической вкрапленности в окварцованных риолитах. Метасоматическая вкрапленность концентрируется в околопрожилковых зонах, а также в виде самостоятельных пятнистых или прожилковидных скоплений. В прожилках антимонит образует сплошные крупнокристаллические агрегаты, при значительном количестве кварца антимонит локализуется в интерстициях между его кристаллами. В непосредственной ассоциации с антимонитом наблюдались только арсенопирит и пирит, мелкие кристаллы которых цементируются антимонитом и пересекаются его тонкими прожилками.

Еще одна схема последовательности формирования минеральных ассоциаций на Наталкинском месторождении предложена В. А. Сидоровым и Н. А. Горячевым [1999 г.] и Н. А. Горячевым и др. [2000] по результатам изучения глубоко вскрытых горизонтов. Эти исследователи выделили дорудную кварце-

вую и полевошпат-кварцевую ассоциации, возникновение которых, как предполагается, связано с метаморфическими преобразованиями осадочных пород; три ассоциации рудного собственно гидротермального этапа - пирит-арсенопиритовую в метасоматитах, арсенопирит-кварцевую с шеелитом, золото-полисульфидную; пострудную кварц-кальцитовую с пиритом.

Кварцевая (полевошпат-кварцевая) ассоциация преобладает во всех типах минерализованных зон на месторождении, где она локализована в виде послойных и секущих жил и прожилков. Природа этой ассоциации, очевидно, метаморфогенная, свидетельством чего является не только ее положение в осадочных породах, но и характер газово-жидких включений в минералах. Развитие процессов метаморфизма подтверждается, кроме того, стилолитовыми поверхностями во вмещающих алевролитах, подтверждающими растворение и скольжение, типичные для осадков, претерпевших термо- и динамометаморфизм. Мощность метаморфогенных жил и прожилков во вмещающих породах колеблется от первых миллиметров до 10 см. В относительно крупных жилах на долю полевого шпата нередко приходится до 40% массы жильного материала. Вместе с тем, следует отметить резкие колебания в содержании полевошпатовой составляющей в этой ассоциации на площади рудного поля в целом.

Пирит-арсенопиритовая ассоциация в метасоматитах и арсенопирит-кварцевая в рудных телах, по мнению В. А. Сидорова и Н. А. Горячева, представляют собой фациальные аналоги, поскольку развиты вдоль зальбандов жил и прожилков, а также в темно-серых околорудных метасоматитах кристаллы арсенопирита (уплощенно-ромбические и призматические, размером до 3-5 мм) близки по составу и морфологическим признакам (см. рис. 4.16). На это же указывает количественное отношение арсенопирита к пириту, которое увеличивается от вмещающих пород к рудам. Пирит в этой ассоциации является наиболее ранним. Шеелит встречается редко, и его отложение происходило близко одновременно с арсенопиритом (см. рис. 4.21). Наибольшие количества шеелита приурочены к минерализованным дайкам основного-среднего состава.

Золото-полисульфидная ассоциация легко определяется по появлению галенита. Распространена локально. Минералы этой ассоциации корродируют ранние пирит и арсенопирит, но между собой имеют четкие линейные или слабоизогнутые границы, свидетельствующие об их близко одновременном формировании. В отличие от раннего, арсенопирит этой генерации встречается в виде мелких (доли миллиметра) вытянутых, призматических кристаллов, ассоциирующих с золотом. Внешний облик минералов и характер пограничных разделов свидетельствуют о более позднем отложении золота (см. рис. 4.12, 4.13, 4.16, 4.20).

Кварц-кальцитовая с пиритом ассоциация развита по всем рудным зонам и представлена в основном секущими основными рудными телами кальцитовыми прожилками. В юго-западной части месторождения она сопровождается антимонитовой минерализацией в дайках кислого состава в виде метасоматической вкрапленности и прожилков. Количество сульфидной составляющей колеблется от первых процентов до 90%. Эта ассоциация является, по-видимому, наиболее поздней из сульфидных ассоциаций.

Сульфидно-кварц-карбонатные (пирит-арсенопирит-антимонит-кварц-кальцитовые), карбонатные (кальцитовые), каолинитовые и сульфатные послепродуктивные ассоциации распространены вне и в пределах рудных зон. Они образуют жилы и прожилки мощностью от первых миллиметров до 10-20 см, гнезда размером 2-10 см. Для минералов наиболее характерно друзовое, реже - однородное зернистое строение агрегатов.

Строгой закономерности в пространственном размещении минеральных ассоциаций с различным количественным соотношением сульфидов не устанавливается. Однако определенный литологический контроль в распространении сульфидных минеральных ассоциаций все же наблюдается. Так, практически все находки сурьмяных минералов приурочены к оруденению в дайках по юго-западному обрамлению месторождения. Причем антимонит встречен в минерализованных породах кислого состава, а буланжерит является основным сурьмосодержащим минералом в дайках основного-среднего состава. В гидротермальных образованиях среди осадочных пород только р.з. 62(3) на горизонте 600 м содержит среди рудных минералов тетраэдрит. Последний факт свидетельствует, что минералы сурьмы могут быть типичными для некоторых рудных тел Наталкинского месторождения.

Дайка кислых измененных пород с антимонитовой минерализацией локализована в рассланцованных алевролитах пионерской свиты в зоне разломов северо-восточного (почти субширотного) простираения, ограничивающих юго-восточный фланг месторождения. По простираению она разбита на бу-

дины, в одной из которых и установлена богатая прожилково-вкрапленная антимонитовая минерализация. Длина будины около 8 м при мощности до 3 м. Контакты ее с осадочными породами тектонические, пологие (40-45°) и падают навстречу друг другу. На всем простирании дайка сильно изменена и сложена мелкокристаллическим карбонатно-полевошпат-кварцевым агрегатом с редкими округлыми вкрапленниками кварца.

Антимонит совместно с кварцем-4 и редкими сульфидами железа образует прожилки мощностью от 1 мм до 2 см. Тонкие (1-2 мм) прожилки извилистые и короткие. Более мощные имеют протяженность до 20-30 см. Контакты их четкие, неровные. Часто прожилки изгибаются почти под прямым углом. Нередко антимонит встречается в виде мелкой вкрапленности, более или менее равномерно рассеянной в породе. Характерной особенностью ассоциации является присутствие совместно с антимонитом водяно-прозрачных кристаллов кварца. Иногда выделения антимонита располагаются на границе кварц-антимонитовых прожилков и метасоматитов в виде жилковидно-пластинчатых агрегатов. Для антимонита характерны полизернистое строение и сложная сдвойникованность. В последнее время в ассоциации с антимонитом в измененной дайке установлено и изучено самородное золото [Сидоров, Литвиненко, 1999].

Таким образом, в пределах Наталкинского рудного поля присутствует золото-сурьмяное оруденение, характеризующееся относительно высокими концентрациями золота (до 8-12 г/т по результатам пробирного анализа), мелким размером его выделений и более высокой (815-820 ед.) пробой, чем золото из типичных для Наталкинского месторождения арсенопирит-кварцевых рудных зон, имеющее пробу 730-750 ед. Если исходить из установленных закономерностей размещения оруденения, данный тип минерализации, очевидно, характеризует верхние части месторождения. Вероятно, он завершает собственно рудный этап минералообразования, предваряя отложение пострудного карбонатсодержащего минерального комплекса.

Спецификой формирования минеральных ассоциаций, по мнению Н. А. Горячева и В. А. Сидорова, является постепенная их смена во времени (в пределах этапа рудоотложения) от вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации в метасоматитах к жильным ассоциациям, где ранняя представлена арсенопиритом-1, шеелитом, пирротинном и кварцем, а поздняя - арсенопиритом-2, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, золотом и галенитом. Основной этап гидротермального минералообразования завершается появлением кварц-пирит-кальцитовой ассоциации. К еще одной особенности руд ими нанесена более частая встречаемость пирротина на нижних горизонтах месторождения, чем это было известно для более высоких горизонтов.

В измененных вмещающих породах распространены минеральные ассоциации, связанные как с осадконакоплением, так и с более поздним метаморфогенно-гидротермальным процессом. Так, например, монацит («куларит») считается хемогенно-осадочным. В осадочных породах встречаются ассоциации циркон-альбитовые, циркон-рутиловые, альбит-кальцитовые, рутил-кальцитовые, пирит-пирротин-апатит-хлоритовые и сульфатные, обусловленные, по-видимому, гидротермально-метасоматическим процессом. Иногда встречаются окислы ванадия, диагностированные с помощью приставки «Кевех», и обнаружено единичное включение касситерита в пирротине.

Завершая анализ данных по минералогии и минерагенезу на золоторудных месторождениях Омчакского узла, представляется возможным предложить обновленную, учитывающую все ранее проведенные исследования схему последовательности минералообразования на Наталкинском месторождении (табл. 4.10). Подчеркнем, что предлагаемая схема не отражает точку зрения всех авторов настоящей работы и, в этом смысле, не является универсальной. Основные отличия ее от ранее известных сводятся к выделению нескольких генераций основных рудообразующих минералов: пяти - кварца, двух - кальцита, трех - арсенопирита, пяти - пирита и четырех - золота, характеризующих соответствующие минеральные ассоциации от метаморфогенного этапа к магматогенно-гидротермальному и от ранней стадии к поздней на интервале гидротермального рудоотложения. Максимальное отложение золота связано с первой и второй стадиями гидротермального этапа минералообразования.

В целом руды всех месторождений Омчакского узла характеризуются однотипным строением с незначительными вариациями текстурно-структурных особенностей и довольно устойчивым составом минеральных ассоциаций. К примеру, на Наталкинском месторождении наиболее распространены субпараллельное и сетчатое кварцевое прожилкование; брекчиевидное строение типично для зальбандов

протяженных мощных кварцевых жил. Для руд Омчакского месторождения обычны алевролитово-кварцевые брекчии. На Павликовском месторождении широко проявлены обособленные кварцевые жилы, алевролитово-кварцевые брекчии и полосчатые алевролитово-кварцевые жильные зоны. Каких-либо существенных пространственных вариаций в составе и строении руд на всех изученных месторождениях Омчакского узла не установлено.

Таблица 4.10

**Состав и последовательность образования минеральных ассоциаций
на Наталкинском месторождении**

Этап формирования месторождения	Стадия минералообразования	Минеральные ассоциации	Состав ассоциаций
Метаморфогенный	Кварц-силикатная	Кварц-хлорит-полевошпатовая	Кварц-1, хлорит, альбит, адуляр, серицит, скаполит, эпидот, монацит, апатит, скаполит. Пирит-1, пирротин-1, золото-1
Магматогенный	Кварц-сульфидная	Кварц-пирит-арсенопиритовая	Кварц-2, альбит, адуляр, серицит, хлорит, анкерит. Арсенопирит-1, пирит-2, шеелит, пирротин-2, сульфоарсениды кобальта и никеля, золото-2
		Кварц-сульфидно-сульфосольная	Кварц-3, кальцит-1. Арсенопирит-2, пирит-3, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин-3, марказит, акантит, миллерит, тетраэдрит, бурнонит, буланжерит, брейтгауптит, серебро, золото-3
		Кварц-антимонитовая	Кварц-4. Антимонит, арсенопирит-3, пирит-4, золото-4
	Кварц-карбонатная	Кварц-кальцитовая	Кварц-5, кальцит-2. Пирит-5

Выявленный спектр минеральных ассоциаций на Наталкинском месторождении значительно шире, чем на Омчакском и Павликовском, что, по-видимому, связано со степенью разведанности и, соответственно, изученности объектов. Так, на Наталкинском месторождении установлен ряд ассоциаций с минералами сурьмы, в продуктивной золото-сульфидной ассоциации обнаружен шеелит. На Павликовском месторождении в большей степени распространены карбонатные ассоциации, которые в ряде жил совмещены с золото-сульфидно-кварцевыми ассоциациями. В главной сульфидно-кварцевой ассоциации на Павликовском месторождении преобладает пирит над арсенопиритом. В контакте с дайковым телом риолитовых брекчий в рудной жиле установлен леллингит.

Вариации различных характеристик самородного золота на месторождениях Омчакского узла незначительны. Так, макро- и микроскопически видимое самородное золото установлено в рудах всех месторождений Омчакского узла. Оно наблюдается в относительно мощных сульфидно-кварцевых жилах Наталкинского и Павликовского месторождений, в полосчатых рудах Павликовского и брекчиях всех месторождений. На Наталкинском месторождении самородное золото образует массивные, часто с элементами кристаллической огранки, агрегаты и интерстициальные обособления в арсенопирите. На Павликовском месторождении золото часто встречается в виде пористых мелкозернистых агрегатов, которые при больших увеличениях имеют ячеистое, пластинчатое и глобулярное строение. Состав золота месторождений идентичен.

Таким образом, строение и состав руд, пространственно-временные взаимоотношения ведущих минеральных ассоциаций отвечают длительному стадийному развитию гидротермального процесса. Наиболее широко проявленные кварц-пирит-арсенопиритовый и кварц-сульфидно-сульфосольный продуктивные комплексы, возможно, представляют собой группы близко одновременных ассоциаций, отложение которых носит телескопированный характер, что не позволяет на данной стадии изученности установить четкие границы их распространения.

Сравнительная характеристика минералогии основных рудных зон и их апофиз. Проведенные исследования показали, что по общему минеральному составу изученные рудные зоны на глубине принципиально не отличаются от рудных зон более высоких горизонтов. И степень сульфидности руд, и распределение рудных минералов (индикаторность галенитсодержащей ассоциации как золотоносной и, следовательно, продуктивной) в них практически идентичны таковым других рудных тел. Вместе с тем, изученные рудные зоны, которые выступают эталонными для рудного узла в целом, обладают рядом специфических минералогических особенностей, отличающих их друг от друга.

Общей характерной чертой кварцевого выполнения жил, прожилков и зон минерализации является их кристаллически-зернистое строение. Кварцевый агрегат прожилков состоит из полупрозрачных изометричных или шестоватых, обычно кристаллографически оформленных зерен кварца. Прожилки нередко имеют микродрузовые пустоты. По этому признаку кварцевые агрегаты из рудных зон нижних горизонтов отличаются от кварцевого выполнения на верхних горизонтах, агрегаты которого часто обладают скрытокристаллическим сливным обликом. В распределении разновидностей кварца установлено, что при достаточно широком распространении серого метасоматического кварца последний максимально развит в центральной части месторождения.

В размещении рудных минералов также существуют некоторые закономерности. Прежде всего следует отметить явную обогащенность кварц-сульфидно-сульфосольной минеральной ассоциацией апофиз основных изученных рудных зон. В них визуально наблюдаются выделения галенита и золота. В то же время, апофиза 2 р.з. «Участковая» отличается от остальных широким распространением в кварцевых жилах и прожилках крупнокристаллического арсенопирита-1, что наблюдалось на всех трех горизонтах (575, 600 и 650 м).

Исследование состава галенитов показало существование вариаций в концентрациях примесей в нем Bi и Ag . Так, галенит р.з. «Участковая» и апофизы 2 этой зоны обладает более высокими концентрациями Bi , который, судя по соотношениям с Ag , образует матильдитовую молекулу в нем. В то же время для остальных рудных зон уровень содержания Bi заметно ниже, а в галените р.з. 3/62 концентрация Ag ниже чувствительности анализа.

Установлено сходство типоморфных свойств самородного золота в апофизе 2 р.з. «Участковая», в апофизе 1 р.з. 64 и в р.з. 61. В то же время самородное золото р.з. 3/62 отличается меньшей размерностью частиц и относительно низкой пробой - 754 ед. (среднее из 21 определения) по сравнению с золотом остальных рудных зон - 789 ед. (среднее из 101 анализа). Золото же из штуфа 5/99 (предположительно самый высокий горизонт р.з.64) выделяется большей размерностью, «массивностью», повышенной пробой (805 ед.) и сростаниями с кварцем, несмотря на достаточно большие количества сульфидов в штуфе. И, конечно, нельзя обойти молчанием находку низкопробного золота в р.з. 61. Его присутствие подчеркивает известную разнопробность золота Наталкинского месторождения, но на данной стадии изученности однозначного объяснения не находит. Средняя проба золота составляет 776 (р.з. 3/62), 789 (апофиза 2 р.з. «Участковая»), 800 (р.з. 61) и 798-805 ед. (р.з. 64). По данным определения пробы золота в аншлифах, разница между золотом из р.з. 3/62 (754 ед.) и остальными зонами (789 ед.) еще более ощутима. Доля золота в сростках с сульфидами (преимущественно с галенитом и арсенопиритом) для разных рудных зон составляет, %: в апофизе 2 р.з. «Участковая» - 53; в р.з. 61 - 26; в р.з. 3/62 - 23 и в р.з. 64 - до 7.

4.3. Элементы-примеси в рудах Наталкинского месторождения

Как было показано ранее, минеральный состав руд Наталкинского месторождения сравнительно беден. Попутные полезные ископаемые изучались в процессе разработки технологической схемы обогащения руд, при проведении минералогических и геохимических исследований руд и околорудно-измененных пород. Химическими и спектральными анализами групповых проб установлены повышенные содержания в рудах мышьяка, серебра, титана, вольфрама и бора. Специальными исследованиями (нередко в сопоставимых с золотом количествах) выявлены платина и палладий. Основная минеральная форма нахождения титана - ильменит, вольфрама - шеелит. Формы нахождения в рудах марганца, бора и, как уже отмечалось, платиноидов не определены.

Среди рудных минералов на месторождении резко преобладает арсенопирит (2-3%), менее распространены (менее 0,5%) галенит, сфалерит, халькопирит, шеелит и пирит. Таким образом, к попутным полезным компонентам на Наталкинском месторождении можно отнести лишь арсенопирит, накапливающийся в сульфидном концентрате при обогащении руд.

Мышьяк является важнейшим (типоморфным) элементом руд месторождения в силу тесной генетической связи его с золотом. С одной стороны, мышьяк рассматривается как прямой элемент-индикатор золотого оруденения, который широко используется для геохимических поисков рудных тел и оценки промышленного оруденения. С другой - это токсичная, экологически вредная примесь, активизирующаяся при обжиге руд или гидрометаллургической плавке золотосодержащих сульфидных концентратов и пагубно влияющая на окружающую среду.

В неокисленных рудах месторождения мышьяк находится в форме арсенопирита (основная форма), а в окисленных рудах - в форме скородита. Скородит, как правило, распространен в зоне окисления месторождения, развитой как в приповерхностной части (20-30 м от современной дневной поверхности), так и в глубину на 25-300 м вдоль тектонически ослабленных зон (зоны смятия, дробления, расланцевания, лимонитизации и т.д.).

Спектральным анализом в арсенопирите установлены следующие элементы-примеси: золото, серебро, кобальт, никель, хром, свинец, цинк, медь, селен и теллур (см. табл. 4.5). Из перечисленных элементов определенный интерес представляют лишь золото и серебро, которые могут быть извлечены металлургической плавкой.

Серебро в незначительных количествах в рудах месторождения содержится постоянно. Основное количество серебра в виде изоморфной примеси в пределах 20-40% присутствует в золоте. В незначительных количествах оно установлено в арсенопирите, галените, пирите, халькопирите и сфалерите. При изучении минерального состава руд месторождения, проведенном в различные годы, в качестве самостоятельных минеральных форм серебра в незначительных количествах выявлены тетраэдрит, самородное серебро и акантит.

Максимальные содержания серебра (50-150 г/т) на месторождении обнаружены в пределах рудных столбов на участках развития золото-полиметаллической ассоциации. Околожилльные зоны окварцевания и сульфидизации характеризуются более низкими содержаниями серебра (0,5-5,0 г/т).

По существующей на руднике им. Матросова технологической схеме переработки золотосодержащих руд серебро накапливается в продуктах обогащения основного компонента - золота. В дальнейшем на аффинажном заводе из золотосодержащих концентратов методом металлургической плавки получают химически чистое золото и серебро. Из-за низких концентраций в рудах серебро не оказывает существенного влияния на технико-экономические показатели эксплуатации месторождения.

Химическим и спектральным анализом в самородном золоте, кроме серебра, установлены примеси железа, титана, алюминия, марганца, меди, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы, висмута и олова, суммарные содержания которых не превышают 1%.

4.4. О зональности минералоотложения

Золоторудные месторождения Омчакского рудно-россыпного узла, как и большинство других крупных месторождений, приуроченных к литологически разнородным терригенным толщам со сложной складчатостью и разрывной тектоникой, характеризующихся многоактными (хотя и не всегда четко проявленными) магматическими событиями со следами контактового и регионального метаморфизма, имеющих значительную протяженность рудных зон и тел как на глубину, так и по простиранию, обладают и зональным строением. И хотя границы между отдельными зонами неясно выражены, часто размыты, различия между ними, тем более при сравнении удаленных участков, достаточно яркие. Результаты изучения месторождений Омчакского узла, и прежде всего Наталкинского, позволяют говорить о зональностях эндогенного и экзогенного минералообразования.

Эндогенная зональность. Проведенные исследования показали, что по общему минеральному составу ведущих продуктивных минеральных ассоциаций рудные зоны относительно глубоко вскры-

тых горизонтов Наталкинского, как наиболее изученного месторождения, принципиально не отличаются от рудных зон более высоких горизонтов. И степень сульфидности руд, и их состав, и распределение рудных минералов (индикаторность галенитсодержащей ассоциации с золотом как продуктивной) в них практически идентичны таковым для разных участков рудных тел как по глубине, так и по простиранию. Вместе с тем, изученные рудные зоны обладают рядом специфических минералогических особенностей, отличающих их друг от друга.

Общей характерной чертой кварцевого выполнения прожилков рудных зон относительно глубоких горизонтов является их кристаллически-зернистое строение. Кварцевые агрегаты прожилков состоят из полупрозрачных изометричных или шестоватых, обычно кристаллографически оформленных зерен кварца. Прожилки нередко имеют пустоты, выполненные друзовыми щетками. По этому признаку они отличаются от кварца рудных зон верхних горизонтов, обладающего сливным строением агрегатов зерен. В распределении разновидностей кварца установлено, что при достаточно широком распространении серого, по-видимому, метасоматического кварца в пределах всей площади месторождения максимальным развитием все-таки он пользуется в центральной части месторождения.

В размещении рудных минералов также существуют элементы зональности. Прежде всего, следует отметить явную обогащенность антимонитом верхних горизонтов месторождения. На нижних вскрытых горизонтах сурьмосодержащие минералы чаще представлены тетраэдритом. Минеральные парагенезисы, содержащие галенит и золото, локализованы преимущественно в апофизах основных изученных рудных зон. В то же время, апофиза 2 р.з. «Участковая» отличается от остальных широким распространением в кварцевой матрице крупнокристаллического арсенипирита-1, что наблюдается на значительном вертикальном интервале с абсолютными отметками от 650 до 575 м.

Исследование состава галенитов показало существование вариаций в концентрациях примесей висмута и серебра. Так, галениты р.з. «Участковая» и апофизы 2 этой зоны обладают более высокими концентрациями Вi, чем в других рудных зонах месторождения, который совместно с серебром, по-видимому, образует в галените матильдитовую молекулу. Непостоянно и поведение серебра в галените. В большинстве зон развит галенит с содержанием серебра 0,1-0,25 мас.%. В то же время, в галените р.з. 3/62 концентрация серебра ниже этих значений.

Экзогенная зональность. Выражена в развитии приповерхностного вторичного минералообразования в зоне окисления, формирующейся по мере развития эрозийных процессов. В пределах рудного узла зона окисления проявлена слабо и на небольшую глубину, до 25-30 м. По результатам изучения вторичных продуктов зоны окисления в заметных количествах присутствуют гидроокислы железа и марганца, скородит, эпсомит, гипс и каолинит; менее распространены англезит, церуссит, ярозит, ковеллин, питтицит (загрязненный окислами железа скородит) и леконтит [Иванюк, 1980]. Рудные тела в пределах зоны окисления окрашены гидроокислами железа и марганца в различные оттенки желто-бурого цвета. К этому примешиваются серо-зеленые тона скородитизации, на фоне которых выделяются желтые цвета натроярозита, белые выцветы гипса и каолинита. Каолинит часто за счет гидроокислов железа и марганца окрашен в желтый, розовый и другие цвета. Непостоянная глубина распространения зоны окисления обусловлена различной степенью трещиноватости и дробления пород, вмещающих рудные зоны, и самих руд, а также неодинаковой насыщенностью их сульфидами.

Таким образом, подводя итог анализу данных о составе руд Наталкинского месторождения, акцентируем внимание на следующих положениях.

Для месторождения в целом в его изученном объеме характерен устойчивый состав руд. По общему минеральному составу рудные зоны, вскрытые на горизонтах 650 и 600 м, принципиально не отличаются от уже известных рудных зон более высоких горизонтов. Исключение составляет, пожалуй, лишь локальное развитие кварц-антимонитовой ассоциации в верхней части разреза рудных тел. Степень сульфидности руд и распределение рудных минералов в изученных зонах минерализации как по их простиранию, так и по падению практически идентичны для всех участков месторождения. Галенит является индикатором высокой продуктивности руд.

Вместе с тем, выявлены некоторые индивидуальные черты в минеральном составе изученных рудных зон. Широкое развитие полупрозрачных изометричных или шестоватых, обычно кристаллографически оформленных зерен кварца с микродрузовыми пустотами в рудах глубоких горизонтов отличает их от руд верхних горизонтов, где кварц в основном мелко-среднезернистый и обладает сливным

строением. Некоторые черты горизонтальной зональности проявляются на горизонте 600 м при сравнении р.з. 3/62 с другими зонами. Для участка развития этой зоны характерны более интенсивное метасоматическое окварцевание вмещающих пород, вплоть до образования тел метасоматического кварца, а также минимальное количество примесей в галените и пониженная проба золота.

Диапазон размеров золотин из разных рудных зон составляет от 0,45 мм на горизонте 600 м (р.з. 3/62) до 2,4 мм (верхние горизонты р.з. 64). Крупное золото, скорее всего, является переотложенным. Однако для большинства рудных тел на изученном вертикальном интервале средняя крупность золота фактически одинакова (0,95-1,16 мм), причем доля мелкого золота (менее 0,1 мм) не превышает 3%.

Основная масса золотин обладает комковидной изометричной формой при подчиненной роли уплощенных разновидностей. Доля золота в сростках с сульфидами (преимущественно галенитом и арсенопиритом) для разных рудных зон изменяется от 23 до 53%. Установлены две разновидности золота в р.з. 61: низкопробная - 497 ед. и высокопробная - 806 ед.

Изученные минералогические особенности рудных зон позволяют предполагать существование в пределах всего месторождения скрытой зональности оруденения. Существование такой зональности находит свое отражение и в геохимических особенностях руд, выявленных при сравнении участков промышленного оруденения р.з. 3/62 с участками ее выклинивания (см. гл. 5).

4.5. Околорудные изменения вмещающих пород

Вмещающие породы на площади рудного поля Наталкинского месторождения претерпели интенсивные околорудные изменения. Многочисленность и сближенное положение рудных тел привело к наложению зон метасоматоза и к усложнению общей картины размещения различных фаций преобразованных пород. Детальное изучение зон околорудных метасоматических изменений вкрест простирающихся основных рудных тел по мере удаления от них позволило установить площади изменения пород ближних и отдаленных зон метасоматоза. Для ближних зон характерно проявление окварцевания, альбитизации, адуляризации, карбонатизации и сульфидизации; для отдаленных - серицитизации, хлоритизации, лейкоксенизации. П. И. Скорняков [1953 г.] отмечает скаполитизацию, которую, вероятно, рассматривает как следствие замещения плагиоклазов в спессартитах.

Литология и метасоматоз. Метасоматические изменения вмещающих пород образуют ореолы мощностью до нескольких сотен метров. Всегда наблюдается совмещение различных типов метасоматитов с вариациями количественных соотношений их фаций. Доля новообразованных минералов зависит от состава вмещающих пород.

Аргиллиты не отличаются широким диапазоном продуктов метасоматических изменений. Наиболее распространенной формой метасоматоза этих пород является сульфидизация. Алевролиты, песчаники и диамиктиты, напротив, характеризуются развитием метасоматитов различного состава, причем одни и те же породы подвергаются окварцеванию, сульфидизации, карбонатизации.

Дайковые породы на площади рудного поля наиболее изменены. В риолитах интенсивно проявлены окварцевание, альбитизация, серицитизация и калишпатизация. Спессартиты, как породы основного состава, окварцеванию, альбитизации и скаполитизации подвержены менее, чем кислые магматиты. но зато процессы карбонатизации и сульфидизации для них весьма характерны.

Петрогеохимические особенности метасоматитов в разрезе рудных зон. С целью получить максимально возможную представительность петрохимических характеристик метасоматически измененных пород, характеризующих рудоносную площадь, были выбраны разрезы вкрест простирающихся наиболее полно вскрытых и изученных р.з. 3(62), 61 и 64. Отобраны пробы на силикатный и спектральный анализы с шагом 1 м и образцы для прозрачных шлифов. Рентгенофлуоресцентным методом в пробах определялись содержания главных породообразующих окислов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), а спектральным - группа элементов-примесей (As, W, Sb, Bi, Mn, Co, Ni, Cr, Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Sn, Ba).

Метасоматические изменения осадочных пород в изученных разрезах отвечают вышеописанным. близки по характеру проявления и представлены окварцеванием, альбитизацией, серицитизацией, кар-

бонатизацией и сульфидизацией. Сходный характер разрезов объясняется в первую очередь достаточно однородным литологическим составом вмещающих пород и сближенным положением изученных разрезов. Во всех случаях породы представлены алевролитами с редкими прослоями песчанистых алевролитов и мелкозернистых известковистых песчаников. Практически все они содержат незначительную (до 10%) примесь обломков гравийной размерности, обычно имеющих уплощенную форму. Степень изменения осадочных пород зависит от того, с какой стороны контакта рудной зоны (висячего или лежащего) они находятся, и, естественно, от удаленности от нее.

Наиболее детально задокументирован и опробован разрез вкрест простирания р.з. 3(62) по расчехкам на горизонте 600 м. Результаты петрохимического изучения метасоматитов по этому разрезу подтверждают зональное его строение с возможностью выделения различных фаций, свидетельствующих о слабой или сильной степени изменения пород со стороны как лежащего, так и висячего контакта рудной зоны.

Слабоизмененные осадочные породы со стороны лежащего контакта рудной зоны на удалении от нее представлены темно-серыми, почти черными алевролитами, содержащими четко ориентированные мелкие обломочки, возможно, эффузивных (туфовых) пород размерами от 2×5 до 5×10 мм, линзовидной и, реже, изометричной формы. Количество обломков около 5-10%. Встречаются тонкие кварцевые просечки, редкая рассеянная вкрапленность и тонкие линзовидные включения пирита, а также микропрожилки серицит-карбонатного состава. Структура измененных пород бластоалевропелитовая, текстура сланцеватая. На долю кластических зерен в матрице измененных пород, без учета пирокластике, приходится около 35% их общей массы. Размер отдельных зерен от 0,01 до 0,07 мм. Форма кластических зерен неправильная, изометричная, полуокатанная. По составу среди них преобладают кварц и полевые шпаты примерно в равных количествах. Линзовидные и изометричные обломки пирокластике часто замещены аллотриоморфно-зернистым кварцем. Цемент базальный аморфный, сложен тонкообломочным карбонат-серицит-кварцевым агрегатом. Порода слабо рассланцована. В цементе в незначительном количестве присутствует тонкодисперсное углеродистое вещество. Количество новообразованных минералов не превышает 15%. Они представлены кварцем, серицитом, пиритом, карбонатом.

Сильноизмененные осадочные породы лежащего контакта рудной зоны - это темно-серые, черные алевролиты с уплощенными мелкими обломочками и частицами псаммитовой размерности. По внешнему облику они незначительно отличаются от слабоизмененных пород, но под микроскопом вторичные изменения хорошо различимы. Встречаются нацело карбонатизированные обломки аллотриоморфно-зернистого кварца и частично замещенные серицитом - полевого шпата. Кварц сильно катаклазирован, трещиноват. Альбит содержится в виде мелких неправильной формы табличек, замутнен, разбит тонкими трещинками, по которым развивается серицит. Цемент алевролитов сильно карбонатизирован и окварцован. На долю новообразованных минералов приходится до 40% массы породы. Алевролиты рассланцованы, что подчеркивается распределением лепидобластового агрегата хлорита и серицита. Поперек сланцеватости развиваются микропрожилки карбоната с оторочкой мелкочешуйчатого серицита. Отмечается прожилковая и межзерновая форма рассеянного углеродистого вещества, которое представлено тонкими неправильной формы чешуйками или скоплениями с неясным составом и очертаниями.

Рудная зона в алевролитах представляет собой серию сближенных кварцевых, карбонатно-кварцевых, альбит-кварцевых жил и прожилков, обычно субпараллельных, реже - разноориентированных. Мощность прожилков и жил варьирует в широких пределах - от 1 мм до 25-30 см, густота - от 1-2 до 20-25 на 1 м. Прожилки ориентированы поперек сланцеватости алевролитов. Карбонатно-кварцевые с серицитом прожилки в большей степени тяготеют к лежащему боку рудной зоны. Кварцевые и альбит-кварцевые - к центральной части и к висячему крылу рудной зоны. Призальбандовые части зон сложены мелкокристаллическим альбит-кварцевым агрегатом, а центральные - преимущественно средне- и крупнозернистым кварцем.

Обломки алевролитов внутри зоны сильно изменены. Цемент замещен мелкокристаллическим полевошпат-кварцевым агрегатом. Зерна кварца и полевых шпатов, содержащиеся примерно в равном количестве, имеют размерность от 0,01 до 0,1 мм; нередко корродированы и сцементированы более тонкозернистым кварцевым агрегатом. Часто по цементу и по трещинам катаклаза развивается мелко-

чешуйчатый серицит. Крупные линзовидные и изометричные обломки пород практически нацело замещены мелкокристаллическим полевошпат(альбит)-кварцевым агрегатом.

В околорудной зоне со стороны всячего контакта метасоматические изменения проявлены сильнее, чем со стороны лежащего. Структура породы микролепидогранобластовая, текстура массивная, сланцеватая. На долю кластических зерен (полевого шпата и кварца) приходится до 10-15% объема метасоматитов. Обломки в них остроугольной, реже - изометричной формы; размер их 0,01-0,05 мм. Более крупные обломки выполнены мелкозернистым агрегатом аллотриоморфно-зернистого кварца. Первичный цемент в значительной степени перекристаллизован и представляет собой серицит-полевошпат-кварцевый агрегат.

На удалении от рудной зоны со стороны ее всячего контакта осадочные породы по степени изменения вполне сопоставимы с аналогичными породами со стороны лежащего контакта и представляют собой темно-серые до черного цвета алевролиты с единичными зернами псаммитовой размерности.

Таким образом, можно наметить следующие элементы зональности метасоматических изменений вкрест простирания рудной зоны: карбонатизация и серицитизация в большей степени приурочены к лежащему контакту рудной зоны, а альбитизация и, в меньшей степени, окварцевание - к всяческому. Подобная зональность подтверждается и характером изменения содержаний Na_2O , K_2O и CaO вкрест простирания рудной зоны (рис. 4.22). Хорошо видно повышение содержания Na_2O со стороны лежащего бока по направлению к рудной зоне и далее в сторону всячего контакта. При этом содержания K_2O и CaO снижаются.

В распределении SiO_2 в поперечном сечении рудной зоны обнаружены следующие особенности: максимальные значения кремнезема приурочены к зонам кварцевых и альбит-кварцевых прожилков и участкам окварцованных пород собственно рудной зоны. Ее приконтактовые части со стороны как всячего, так и лежащего контактов содержат значительно меньшие количества кремнезема, содержания которого уменьшаются по мере удаления от рудной зоны (рис. 4.23).

Рудные зоны четко фиксируются повышенными значениями концентраций As, W, Au. Разброс содержаний этих элементов колеблется от десятков до десятков тысяч раз. Центральные, наиболее богатые части рудных зон выделяются несколькими пиками их значений (рис. 4.24 - 4.26). По мере выклинивания рудной зоны проявление элементов-индикаторов оруденения становится менее значимым, а количество пиков сокращается, что хорошо проявляется на примере р.з. 3/62 на горизонте 600 м (см. рис. 4.25, 4.26). Вместе с тем, следует отметить, что контур богатого оруденения этой зоны имеет отчетливую тенденцию к погружению в юго-восточном направлении. Поэтому не исключено обнаружение руд с промышленными содержаниями золота на более глубоких горизонтах (550-500 м). Менее выразительную тенденцию к концентрированию проявляют свинец и серебро; ореолы этих элементов не такие четкие и контрастные.

О соотношениях новообразованных минералов в метасоматитах. Изучение особенностей взаимоотношения минералов в метасоматитах показало устойчивую направленность процессов изменения пород и формирования новообразованных минералов.

Главный новообразованный сульфидный минерал рудных зон - арсенипирит. Он является характерным минералом кварцевых жильно-прожилковых зон, а также сульфидизированных аргиллитов, в которых обычно замещает метаморфогенный пирит, железосодержащие силикаты и оксиды.

Кварц, как правило, замещает силикатные минералы, иногда образует оторочки вокруг сульфидов. Кварцевый метасоматоз в околорудном ореоле, по-видимому, имел место на каждой стадии формирования рудных зон. Об этом можно судить по многочисленным следам пресечения разновозрастных кварцевых прожилков в околорудных метасоматитах, присутствию различных систем прожилков кварца в обломках пород и ранних руд, спаянных более поздним кварцевым цементом. Вместе с тем, близкий состав, формы выделения, цвет и размерность зерен метасоматического кварца препятствуют четкому разделению его на стадии проявления.

Первичное органическое вещество обычно сохраняется в окварцованных терригенных породах, обогащенных глинистой фракцией. В ходе направленного погружения осадочного бассейна органическое вещество постепенно преобразуется, проходя несколько стадий в своем развитии. При этом характер превращений зависит от литологического типа матрицы и характера органического вещества. Мак-

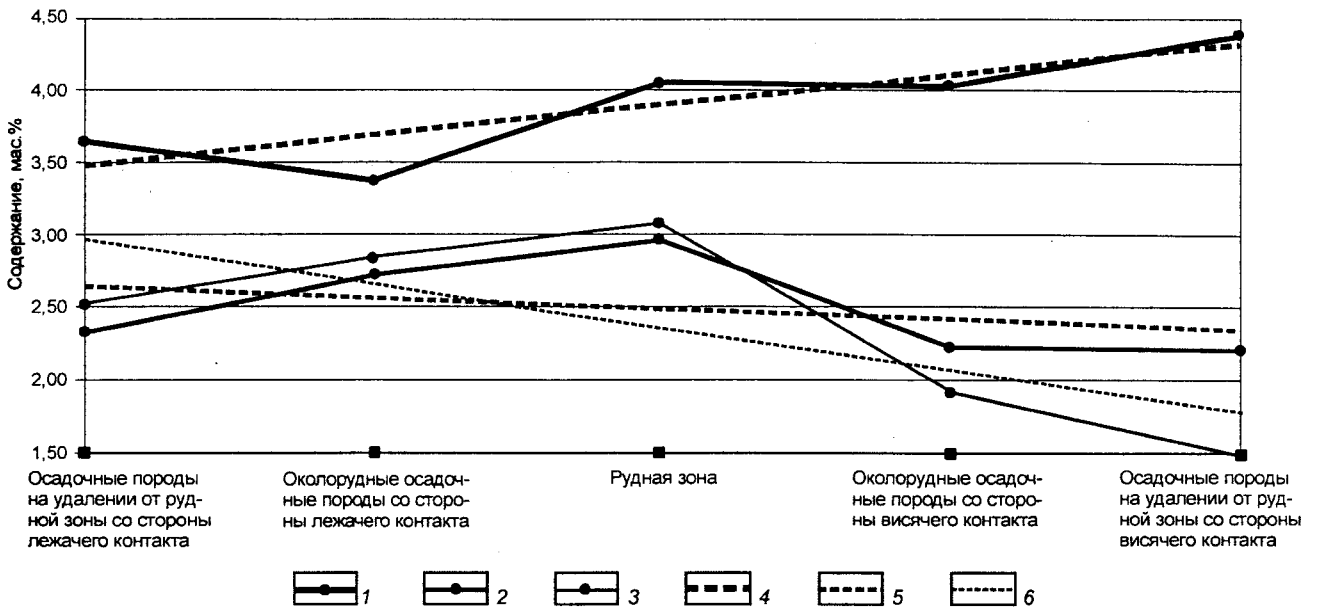


Рис. 4.22. Поведение Na_2O , K_2O и CaO в обобщенном сечении вкрест простирания р.з. 3/62

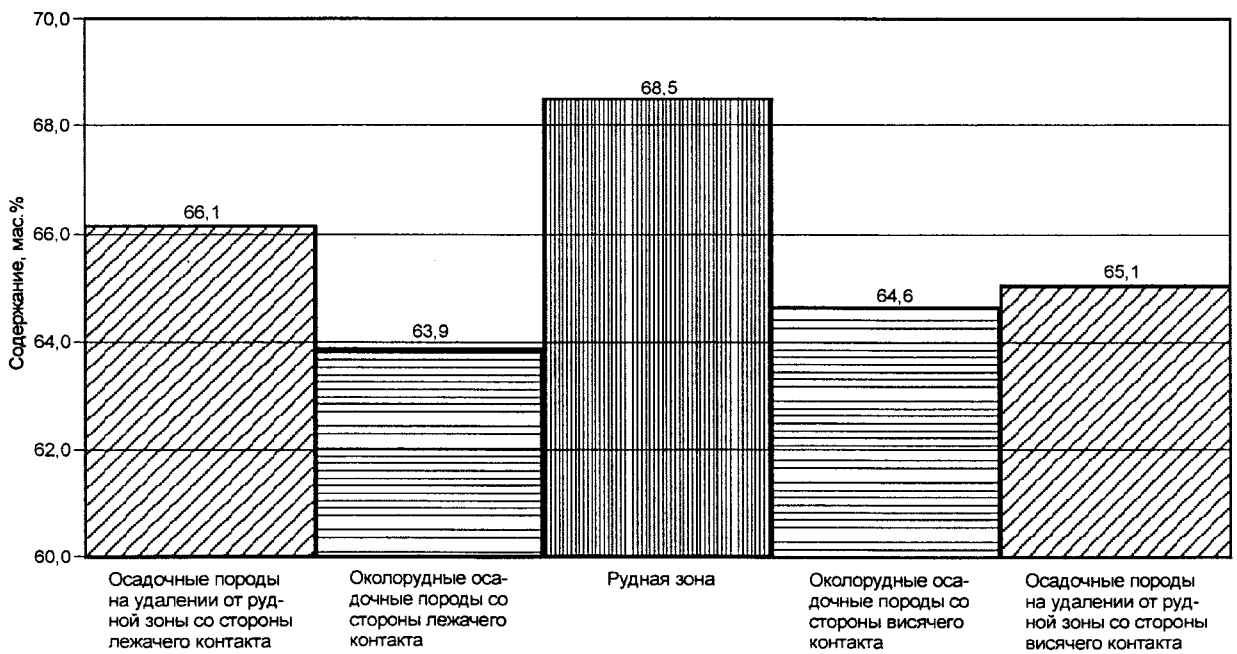


Рис. 4.23. Поведение SiO_2 в обобщенном сечении вкрест простирания р.з. 3/62

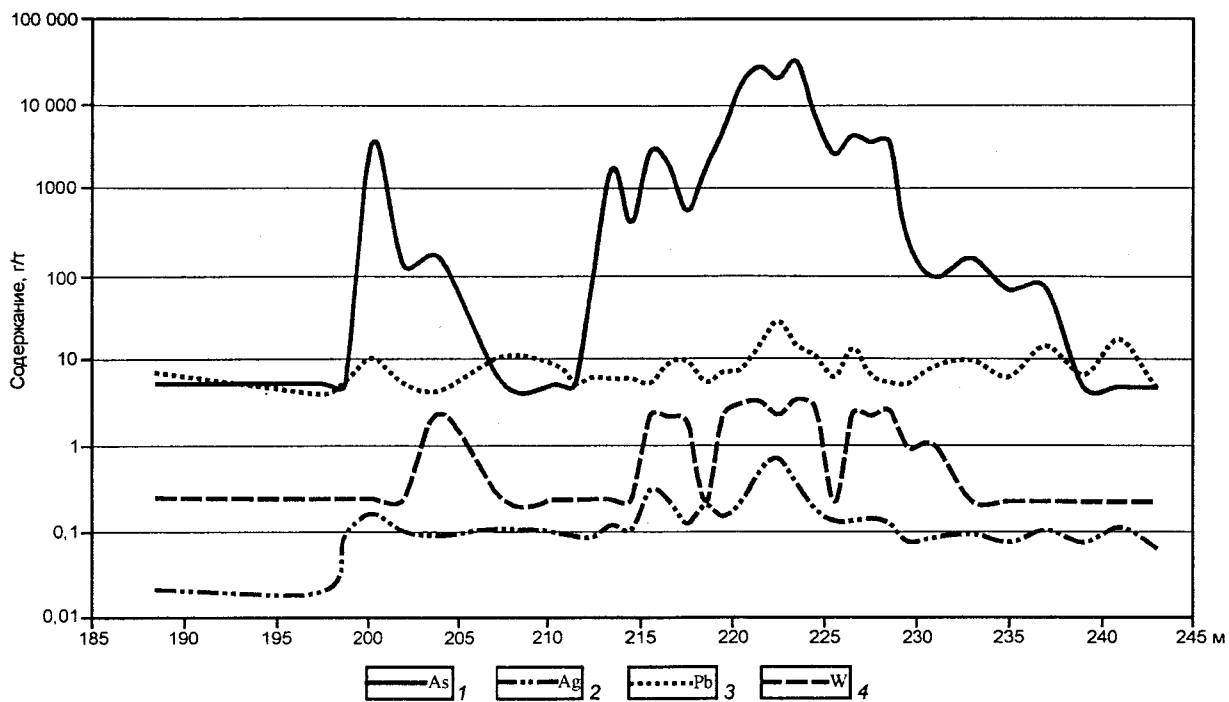


Рис. 4.24. Изменение содержаний мышьяка, серебра, свинца, вольфрама вкост простирания р.з. 61. Квершлаг 9', гор. 600 м

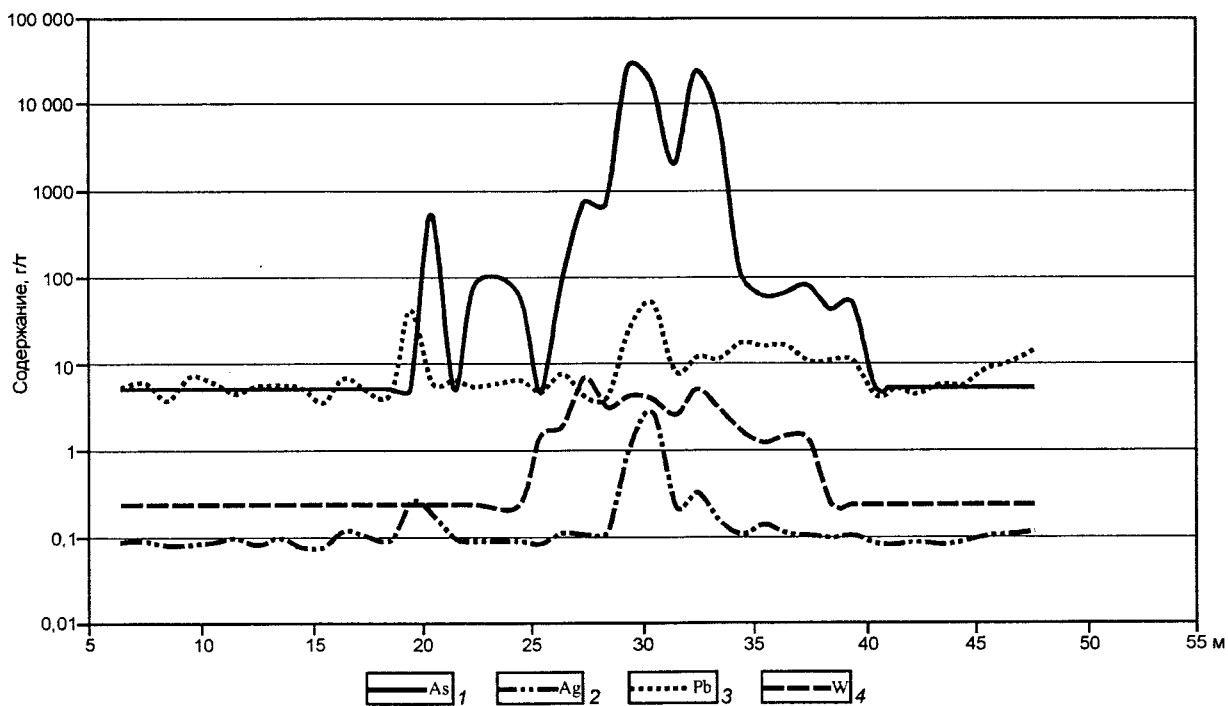


Рис. 4.25. Изменение содержаний мышьяка, серебра, свинца, вольфрама вкост простирания р.з. 3/62, рассечки 11 и 12, гор. 600 м

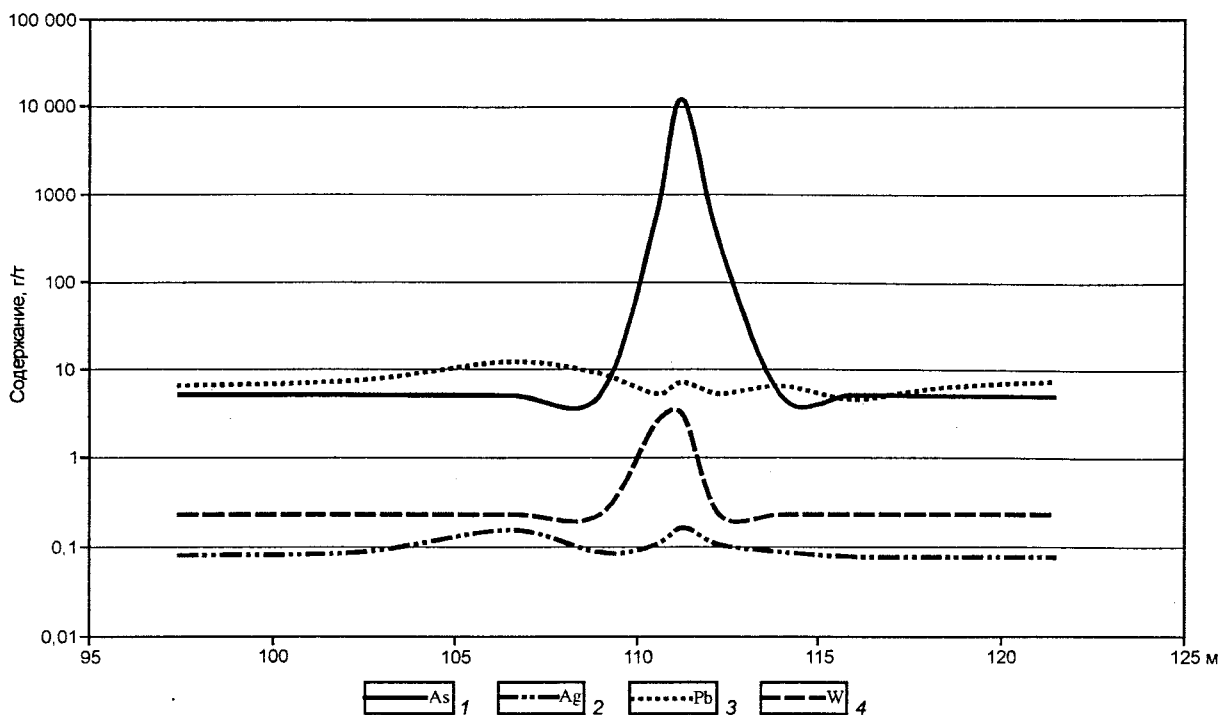


Рис. 4.26. Изменение содержаний мышьяка, серебра, свинца, вольфрама вкост прости- рания р.з. 3/62. Квершлаг 9', гор. 600 м

симум интенсивности изменения приходится на стадию метакатагенеза [Вассоевич, 1974], когда происходит основное битумопроявление. Принимая во внимание, что в породах Наталкинского рудного поля битумы (шунгит, керит, антраксолит) встречаются очень редко, но зато часто графит, можно предположить, что вмещающие породы претерпели более глубокую стадию преобразования, отвечающую, по крайней мере, апокатагенезу. Важным обстоятельством при определении форм участия органического вещества при формировании углеродистых метасоматитов является учет возможности генетической связи органического вещества (битумов) с гидротермальной деятельностью, когда горячие минерализованные растворы экстрагируют битуминозные вещества из рассеянного или гомогенного органического вещества осадочных пород. Битумы (и вообще углеродсодержащие компоненты) в виде минеральных форм различного состава установлены в рудных телах многих, в том числе и золоторудных, месторождений. В частности, в рудах Майского месторождения углеродистые соединения представлены графитом-антрацитом и антраксолитом-керитом [Сидоров, Волков, 2001], в рудах Совиного - антраксолитом и, возможно, легкоплавкими углеводородами в трещинах в кальците [Гончаров, Волков, 2000]. Присутствие битумов зафиксировано также в одном из золоторудных проявлений Якутии [Амузинский и др., 1975 г.]. Более глубокое изучение органического вещества на площади Наталкинского месторождения, вероятно, существенно расширит перечень углеродсодержащих или углеводородных минеральных форм, присущих как измененным осадочным породам, так и локализованным в них рудным телам.

Следовательно, в метасоматически измененных породах Наталкинского месторождения в первом приближении можно выделить сингенетичное органическое вещество, поступавшее в осадочные толщи при их формировании в морском бассейне и сохранившееся в глинистых алевролитах в виде детрита, и эпигенетичное, привнесенное в породы или даже в рудные зоны в ходе длительной геологической истории преобразования вмещающих структур. Глубокие диагенетические изменения органического вещества вследствие воздействия теплового потока от сравнительно неглубоко расположенного магматического очага привели к возникновению графита и битуминозных фаз, свойственных стадии апокатагенеза, которые в значительной мере обуславливают концентрирование золота в зонах углеродистого метасоматоза, серый цвет кварца и широкое распространение руд с полосчатыми текстурами.

Метасоматические карбонаты на месторождении развиты достаточно широко и представлены наложенными на вмещающие породы, часто проявляющимися совместно кальцитом, доломитом и ан-

керитом. В целом карбонатизация рудовмещающих пород носит вкрапленный и тонкопрожилковый характер и, по-видимому, обусловлена мобилизацией гидрокарбонатными растворами кальция, магния и железа из осадочных толщ, первично обогащенных этими компонентами.

Альбит и калиевый полевой шпат (адуляр) обычно образуют сообщества мельчайших зерен, а также хорошо ограненные кристаллы вблизи кварцевых жил и прожилков. В дайках альбит часто локализуется в зальбандах кварцевых жил, секущих интрузивные тела. Полевые шпаты всегда сопровождаются серицитом, замещающим их.

Необычно для золоторудных месторождений региона появление скаполита, который, по данным П. И. Скорнякова [1952 г.], замещает плагиоклаз и характерен для измененных спессартитов.

Измененные породы обогащены CaO , CO_2 , S, As, Na_2O , с чем связаны интенсивная сульфидизация и карбонатизация вмещающих пород и околорудная альбитизация. Вместе с тем, из зон метасоматоза выносятся SiO_2 и K_2O . Содержание кремнезема в измененных породах в среднем на 5% меньше, чем в неизмененных, причем участки максимального выноса кремнезема соответствуют наиболее интенсивной карбонатизации. Таким образом, Si_2O перераспределяется внутри рудных зон: кремнезем из вмещающих пород выносится в кварцевые жилы, а околорудные породы обогащаются карбонатами. Перераспределение этих компонентов отражает кислотно-щелочной режим метасоматических изменений. Близкая картина поведения у щелочных металлов: накопление Na_2O в околосильных породах способствовало их обогащению альбитом, миграция же K_2O в тектонически ослабленные трещиноватые участки формирования кварцевых жил привела к отложению там серицита и калиевого полевого шпата. Содержание железа в измененных породах незначительно отличается от такового в неизмененных вмещающих породах.

Зональность околорудных метасоматитов. Окварцевание, карбонатизация, серицитизация (часто с альбитизацией и адуляризацией), хлоритизация и сульфидизация (пирит, арсенопирит) - наиболее характерные виды околорудных изменений вмещающих осадочных и интрузивных пород. При этом происходит замещение петрогенных минералов кварцем, силикатными минералами и сульфидами при сохранении углистого и битуминозного вещества. Включения последних придают кварцу серую окраску.

Окварцевание в наиболее полной форме проявлено обычно в пределах ослабленных участков вмещающих пород, вдоль зон с интенсивным нарушением сплошности пород, где метасоматическое замещение сопровождается образованием кварцевых прожилков и стволых жил. На удалении от площади распространения рудных зон окварцевание быстро затухает.

Карбонатизация - второй по степени развития вид околорудных изменений вмещающих пород. Она наиболее интенсивна непосредственно около рудных тел, вблизи разрывных нарушений и в зонах повышенной трещиноватости пород. Ширина зон карбонатизации вмещающих пород достигает 15-20 м. Среди карбонатов наиболее распространены кальцит, доломит, сидерит, железо-магнезиальный анкерит и магнезит.

Серицитизация сменяет зону карбонатизации. Мощность зон серицитизации может достигать нескольких метров. Поясовый характер размещения зон серицитизации вдоль рудных тел (разрывных нарушений), по которым циркулировали растворы, свидетельствует о ее гидротермальной природе. Форма и масштабы развития зон серицитизации всецело зависят от литологии замещаемых пород и характера их трещиноватости. Наиболее подвержены серицитизации породы, обогащенные алюмосиликатами. Постоянными спутниками серицита на внутренних участках пояса измененных пород (внутренних, приближенных к зоне карбонатизации) являются кальцит и доломит, а на внешних, переходных к зоне хлоритизации, - магнезиально-железистые хлориты и лейкоксен. Серицит, по-видимому, развивается по хлориту. На поверхности месторождения и в зоне окисления серицит обычно разрушается вследствие гидратации с образованием белых, бурых и зеленоватых глиноподобных примазок (по-видимому, галуазита).

Зоны хлоритизации - это, по сути дела, пояса распространения кварц-хлорито-серицитовых пород, где изменения количественных соотношений трех главных минералов приводят к образованию пород с преобладанием какой-либо одной минеральной формы. При этом хлоритоидные разности метасоматитов тяготеют к внешней, лейкоксеновой зоне изменений. Определить мощность зоны хлоритизации

ции очень сложно, принимая во внимание совмещенный с другими зонами характер ее развития. На ряде участков как самостоятельная она не фиксируется вообще, на других, принимая во внимание повышенные содержания хлорита, ширина ее может достигать 10 м и более.

Сульфидизация - характерный тип окolorудных изменений пород. Ширина сульфидизированных пород вблизи рудных тел 10-12 м. Количество сульфидов на массу составляет 0,5-1%. В пределах окolorудных зон содержания сульфидов соответствуют 3-5%. В целом сульфидизация свойственна всем выявленным зонам метасоматического изменения пород. Наиболее распространенным окolorудным сульфидом является арсенопирит.

Следует отметить, что приведенная схема зональности является обобщенной для месторождения в целом, и, хотя в каждом конкретном случае (в поперечных разрезах рудных зон) она имеет свои особенности, общий характер последовательности размещения метасоматических фаций пород сохраняется для всех рудных зон.

ГЛАВА 5. ГЕОХИМИЯ НАТАЛКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

5.1. Методика геохимических исследований

На территории Омчакского рудного узла для геохимических целей было отобрано более 9 тыс. проб. Из них около 5 тыс. взято по сети 500×50 и 500×100 м на площади более 100 км^2 со сгущением сети опробования до 250×50 м в пределах Наталкинского, Павликовского и Омчакского месторождений. В пробу отбиралась песчано-глинистая фракция из элювиально-делювиальных отложений. Участки, перекрытые аллювиальными отложениями, из опробования исключались. В пределах рудного поля Наталкинского месторождения было отобрано около 4 тыс. сколковых проб. На поверхности профили опробования задавались вкрест простирания рудовмещающих структур по магистральным канавам, плотикам россыпных полигонов, коренным обнажениям в стенках провалов на участках подземной отработки. В подземных горных выработках основной объем опробования был выполнен на горизонтах 650 и 600 м. В единичных горных выработках (квершлагах, рассечках, штреках, лебедочных камерах) пробы были отобраны на верхних горизонтах 700, 750 и 800 м. Опробованы также около 20 горизонтальных, вертикальных и наклонных скважин колонкового бурения.

Дробление проб выполнялось последовательно на щековой и валковой дробилках, что обеспечило получение материала крупностью 1,0-1,5 мм. После дробления проводилась операция сокращения каждой пробы способом вычерпывания. На анализ готовились две пробы весом по 50 г: одна поступала на истирание и анализ, другая сохранялась как дубликат. Истирание проводилось на лабораторном дисковом истирателе ЛДИ-65.

Спектральный анализ осуществлялся в СВКНИИ ДВО РАН по методике экспрессного количественного спектрального анализа (ЭКСА) [Приставка и др., 1981]. Принципиальное отличие ЭКСА от традиционного полуколичественного спектрального анализа заключается во введении в каждую пробу буфера с внутренним стандартом. В качестве внутреннего стандарта при анализе проб из Наталкинского месторождения использовался ванадий, который вводился в угольный порошок ОСЧ-7 в форме окисла в концентрации 0,5%. Материал пробы и буфер с внутренним стандартом одновременно сжигались в пламени дуги методом просыпки.

Получение и фотографирование спектров осуществлялось на дифракционном спектрографе ДФС-13. Измерение плотностей почернений проводилось на микрофотометрах МФ-2 и МФ-4. Результаты анализа обрабатывались на персональных компьютерах с использованием пакета прикладных программ Leader и Surfer. Для всех проб, отобранных как на площади узла, так и в пределах месторождения Наталка, рассчитаны координаты X, Y, Z, определяющие их положение в пространстве.

Экспрессным количественным спектральным анализом определялись содержания 15 элементов (мышьяка, вольфрама, сурьмы, висмута, марганца, кобальта, никеля, хрома, меди, молибдена, свинца, цинка, серебра, олова, бария). Золото фиксировалось только для проб, отобранных в пределах Наталкинского месторождения атомно-абсорбционным, нейтронно-активационным и пробирным методами.

Частота встречаемости элементов в геохимических пробах и оценки местного геохимического фона приведены в табл. 5.1. Пониженной встречаемостью (менее 50%) характеризуются золото, сурьма, висмут, барий. Вольфрам и мышьяк обнаружены в 50% проанализированных проб. Частота встречаемости для олова, серебра, молибдена составила 80-90%, а для цинка, марганца, свинца, кобальта, хрома, меди, никеля - 100%.

Для картирования ореолов золота и изучения закономерностей его распределения были использованы данные пробирного анализа 50 тыс. борздовых проб из архива геологической службы рудника им. Матросова.

Содержания золота в осадочных породах Омчакского рудного узла определялись методом нейтронно-активационного анализа в лаборатории активационного анализа Института ядерной физики АН УзССР (аналитики Е. С. Флициян и Н. С. Осинская).

Таблица 5.1

Частота встречаемости элементов и оценка местного геохимического фона в Омчакском рудном узле

Элемент	Частота встречаемости, %	Оценка местного геофона, г/т	Геофон терригенного комплекса юго-восточной Якутии, г/т [А. В. Кокин, 1988 г.]	Кларк по А. П. Виноградову [Г. В. Войткевич, 1990 г.]	Кларк по К. Таркьяну, К. Ведеполло [Г. В. Войткевич, 1990 г.]	Примечание
Bi	40	1,7	2	0,01	-	Геофон выше кларкового содержания
As	50	40	70	1,7	1,3	
Au*	10	0,046 (0,1)	0,0072	0,0043	0,00x	
Ag	90	0,35	1	0,07	0,07	
Sb	2	1,9	2	0,5	1,4	Геофон равен или незначительно отличается от кларкового содержания
Sn	80	5	6	2,5	6	
Zn	100	125	140	83	95	
Mn(%)	100	0,145	0,08	0,1	0,085	
Pb	100	21	29	16	20	Геофон ниже кларкового содержания
Mo	80	1,35	2	1,1	2,6	
W	50	1,5	0,5	1,3	1,8	
Co	100	20	9	18	19	
Cr	100	45	40	83	90	Геофон ниже кларкового содержания
Cu	100	20	47	47	45	
Ni	100	18	24	58	68	
Ba	30	100	200	650	580	

* В скобках приведен геофон золота для рудного поля месторождения Наталка.

5.2. Геохимическая зональность Омчакского рудного узла

Отправной точкой в исследовании структуры геохимического поля рудного узла является оценка местного геохимического фона (геофона) элементов. В качестве меры оценки местного геофона было взято среднее гармоническое содержание определяемых элементов во всей совокупности проб. Среднее гармоническое содержание характеризуется наименьшим показателем из всех способов оценок среднего, что позволяет избежать влияния аномально высоких содержаний и, вместе с тем, уверенно фиксировать даже слабые, надфоновые аномалии [Бородкин, Приставка, 1989]. В табл. 5.1 приведены значения местного геохимического фона и средние содержания химических элементов для глинистых осадочных пород. При сопоставлении значений видно, что ряд элементов Омчакского рудного узла имеет местный геофон значительно выше оценок среднего содержания. Это относится к висмуту, мышьяку, золоту, серебру и сурьме. Интересно, что высокие содержания указанных элементов характерны и для глинистых пород аналогичного стратиграфического уровня Верхоянского комплекса на территории юго-восточной Якутии. Очевидно, что можно говорить о геохимической особенности толщ, распространенных на значительной территории.

Ряд элементов (олово, цинк, марганец, свинец, молибден, вольфрам и кобальт) геохимического поля Омчакского рудного узла содержатся в концентрациях, близких к оценкам средних содержаний или незначительно от них отличающихся. Остальные встречаются в количествах от 2 (хром, медь, никель) до 6 (барий) раз ниже среднего.

Структура геохимического поля определяется элементами, находящимися в концентрированном (*аномальном*) и рассеянном (*нормальном*) состояниях. Рассеянное состояние наиболее распространено и характеризуется фоновыми содержаниями, а аномальное отклоняется от нормы, в качестве которой выступает местный геофон. Оно может характеризоваться как резко повышенными, так и пониженными концентрациями. Исходя из данных об аномальности или нормальности распределения, все изученные на территории узла элементы разделены на две группы.

Первая, фиксирующая аномальный облик геохимического поля, представлена золотом, мышьяком, вольфрамом. Сюда же можно отнести и сурьму, висмут. Эти элементы характеризуются наибольшей степенью концентрации. В частности, мышьяк накапливается в количествах, превышающих местный геохимический фон в 200 раз, золото - в 100, вольфрам - в 3 раза. Ореолы мышьяка и вольфрама распространены локально и образуют интенсивные положительные аномалии, соответствующие рудным полям Наталкинского, Омчакского и Павликовского месторождений. При этом на остальной площади рудного узла содержания этих элементов ниже оценок геохимического фона. Ореолы сурьмы и висмута также достаточно локальны.

Золото. Геохимия золота в пределах рудного узла в целом изучена слабо. Характеристика ореолов этого элемента приведена при описании геохимии рудного поля основного месторождения - Наталкинского.

Мышьяк образует значительные по площади, высококонтрастные ореолы (рис. 5.1, а). Этими ореолами уверенно фиксируются рудные поля Наталкинского, Павликовского и Омчакского месторождений. Наиболее интенсивные и контрастные ореолы выявлены на Наталкинском месторождении. Протяженность ореола мышьяка, ограниченного по изоконцентрате 16 геофонов, около 8 км при наибольшей ширине до 2 км, а размеры контура ореола с изоконцентратой от 64 геофонов и более достигают 4 × 1 км.

Ореолы мышьяка, приуроченные к Павликовскому месторождению, имеют меньшие размеры - около 4 км в длину при максимальной ширине до 1 км, оставаясь, однако, неоконтуренными на юго-восточном фланге. Концентрация мышьяка достигает 64 геофона на небольшом по площади участке, находящемся на левом берегу руч. Ванин.

Месторождение Омчакское и рудопоявление Базовское фиксируются единым аномальным полем с максимальными концентрациями мышьяка, не превышающими 16 геофонов (на правобережье и в русле р. Омчак). Они отделены от крупного Наталкинского ореола узкой (не более 200 м) полосой с содержаниями мышьяка на уровне 1 геофона.

Вне площади рудных узлов мышьяк образует ряд локальных аномалий невысокой концентрации (до 8 геофонов). Ориентировка этих слабоконтрастных ореолов запад-северо-западная.

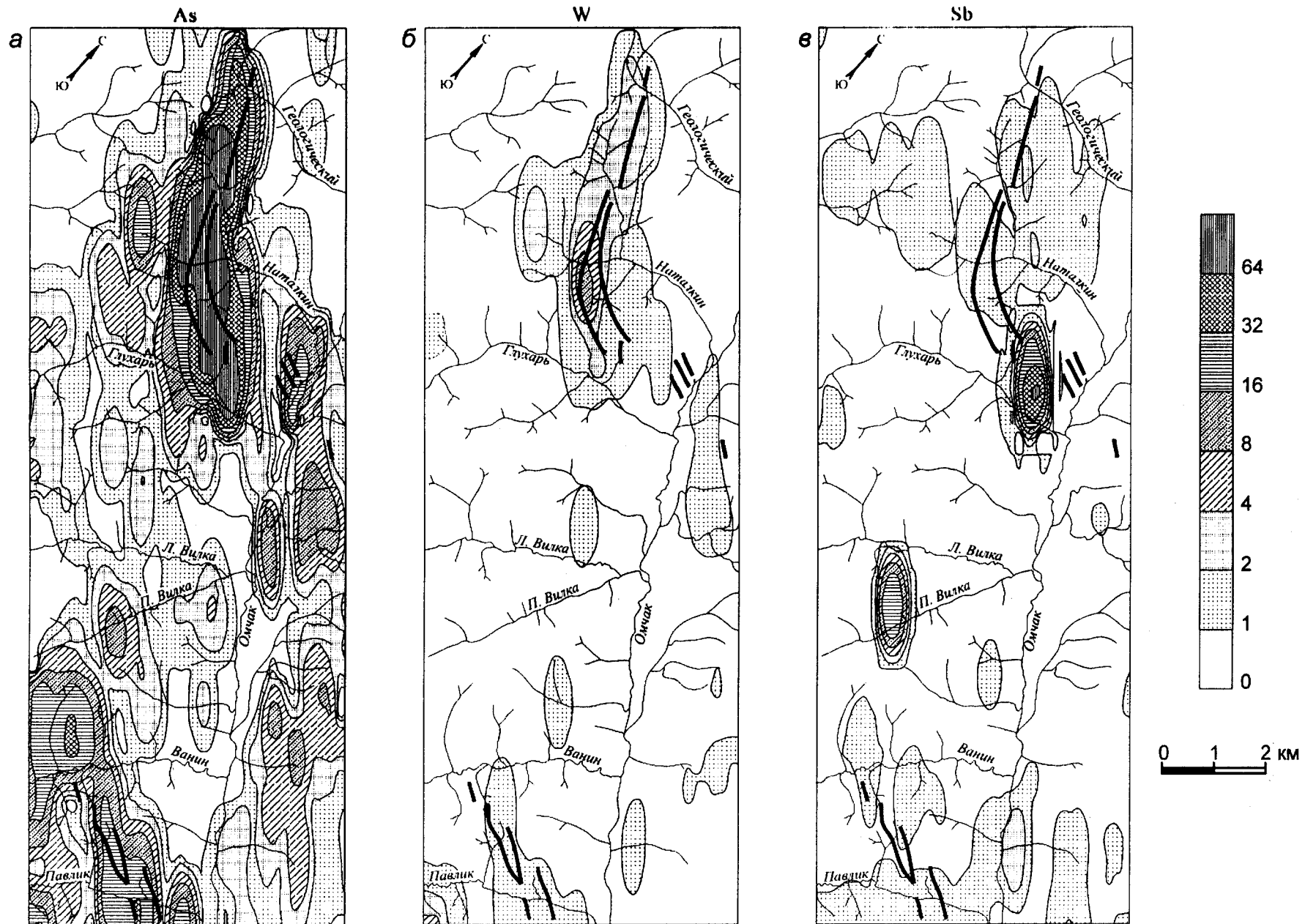


Рис. 5.1. Вторичные ореолы рассеяния на площади Омчакского рудного узла: а - мышьяк, б - вольфрам, в - сурьма

Вольфрам. Содержания этого элемента в геохимических ореолах Омчакского рудного узла в целом невелики (рис. 5.1, б). Заслуживает внимания их четкая приуроченность к золоторудным объектам, которые уверенно фиксируются уже по изоконцентрате вольфрама 1 геофон. Максимальные концентрации вольфрама приурочены к центральной части месторождения Наталка и достигают 8 геофонов. Павликовское месторождение в ореолах этого элемента проявлено в содержаниях, не превышающих 2 геофона. Главная «ценность» ореолов этого элемента - их тесная связь с золоторудными объектами и, в первую очередь, с Наталкинским месторождением.

Сурьма. Ореолы сурьмы распространены локально (рис. 5.1, в). Они хорошо выражены двумя аномальными участками с высокими концентрациями этого элемента, достигающими 16 и 32 геофона. Первый расположен на юго-восточном фланге месторождения Наталка и связан с золото-антимонитовыми прожилками в измененной дайке кислого состава. Второй находится на водоразделе руч. Лев. и Прав. Вилка и приурочен к зонам маломощных антимонит-кварцевых прожилков в осадочных породах омчакской свиты. Рудные поля Наталкинского и Павликовского месторождений фиксируются обширными ореолами сурьмы с интенсивностью 1-2 геофона. На остальной площади рудного узла встречаются незначительные по площади ореолы с содержаниями не более 1 геофона.

Висмут. На территории Омчакского рудного узла висмут распределен достаточно равномерно (рис. 5.2, а). Значительная часть площади узла закрыта ореолом с фоновым содержанием. По периферии Наталкинского месторождения закартированы ореолы висмута интенсивностью 2 геофона; в центральной же части месторождения концентрации этого элемента не превышают 1 геофон. К северо-западному флангу Павликовского месторождения приурочены повышенные концентрации висмута (более 2 геофонов), которые, возможно, составляют единое целое с ореолом, находящимся на водоразделе руч. Ванин - Летчик, где выявлены максимальные содержания висмута (более 4 геофонов). Пространственно они совпадают с хлорит-кварцевыми метасоматитами, кварцевыми жилами и гидротермально измененными взрывными брекчиями, прорывающими гранодиорит-диоритовый шток Ванин. Повышенные концентрации висмута отмечаются также на юго-восточном фланге Омчакского рудного узла. Предположительно они могут быть связаны со встреченными здесь сульфидно-хлорит-кварцевыми метасоматитами, приуроченными к зонам дробления.

Во вторую группу элементов объединены серебро, олово, цинк, марганец, свинец, молибден, кобальт, хром, медь, никель, барий. Их концентрации относительно невелики, а ореолы распространены на значительной площади.

Серебро. Для ореолов серебра характерны в целом невысокие значения содержания этого элемента (рис. 5.5). Максимальные концентрации не превышают 8 геофонов. Наиболее интенсивные ореолы имеют небольшие по площади контуры. В частности, участок между руч. Ванин и Вилка (на правом берегу р. Омчак). Возможно, повышенные концентрации серебра (как и висмута) связаны с проявлениями гидротермальной деятельности в экзоконтактной части штока Ванин. Незначительные по интенсивности ореолы серебра (до 2 геофонов) выявлены и на северо-западном фланге Павликовского месторождения.

В пределах Наталкинского месторождения ореолы серебра соответствуют 1-2 геофонам. Они несколько повышены на юго-восточном фланге рудного поля (левобережье руч. Глухарь).

Никель. На территории Омчакского рудного узла этот элемент образует ореолы с максимальной концентрацией от 8 до 16 геофонов (рис. 5.2, б). Однако в центральной, наиболее богатой золотом части месторождения количество никеля в ореоле ниже фонового значения. Незначительно, до 2 геофонов, повышаются содержания никеля на восточном и юго-восточном флангах месторождения. На Павликовском месторождении концентрации никеля в ореолах не превышают 2-3 геофонов, несколько возрастая в центральной части месторождения (бассейн руч. Крутой) и на продолжении рудной структуры на левобережье руч. Ванин. Максимальные содержания никеля - более 8 геофонов - встречены в ореолах, находящихся на правом берегу р. Омчак, между руч. Летчик и Вилка. Локальные ореолы с повышенными концентрациями никеля установлены также на левом борту руч. Геологический и в верховьях руч. База.

Олово. На значительной части территории Омчакского рудного узла олово образует ореолы с интенсивностью от 0,5 до 1 геофона (рис. 5.2, в). Повышенные концентрации этого элемента проявляются очень локально: на левобережье руч. Ванин (до 8 геофонов) и северо-западном фланге Павликовского месторождения (4 геофона).

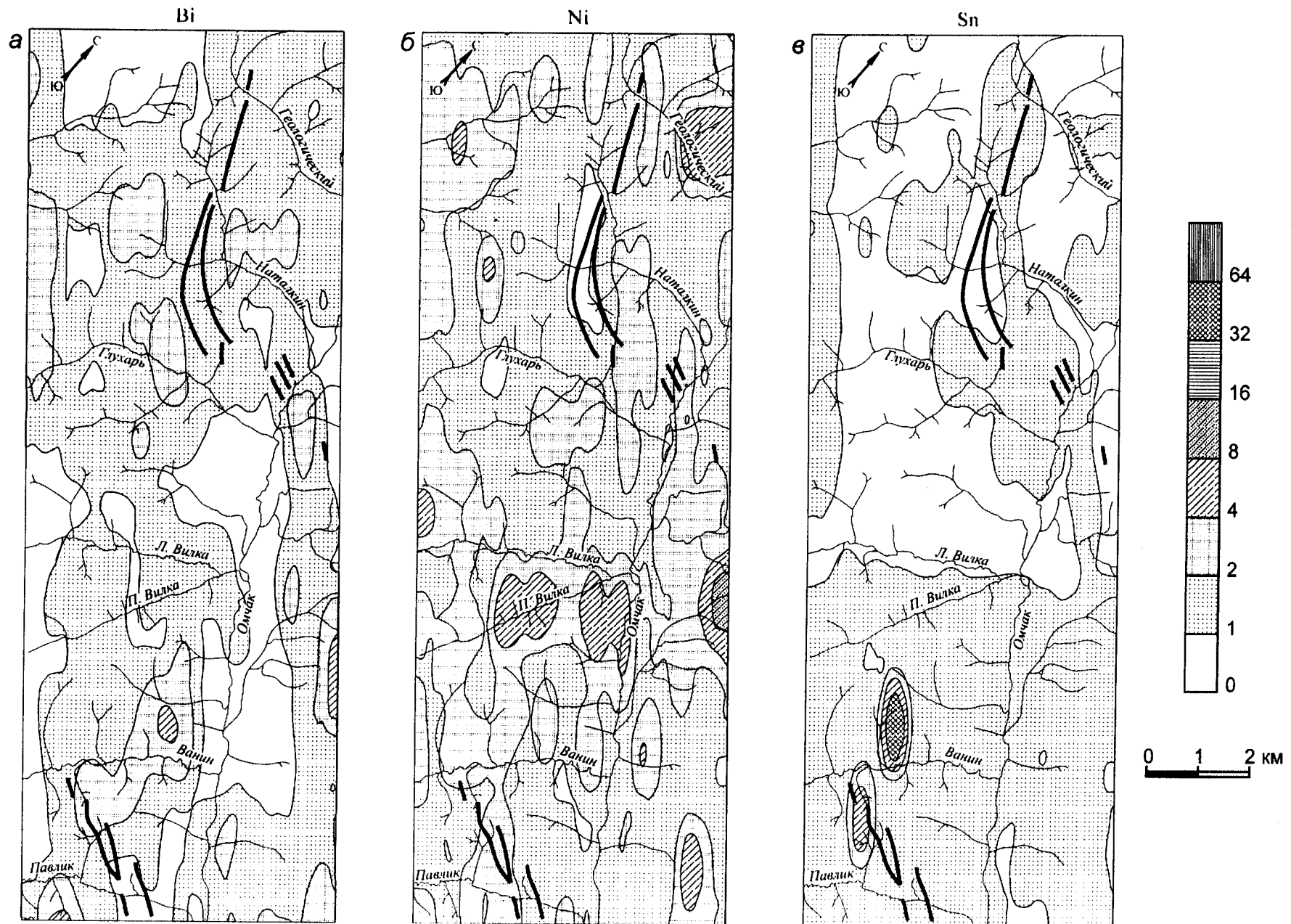


Рис. 5.2. Вторичные ореолы рассеяния на площади Омчакского рудного узла: а - висмут, б - никель, в - олово

Цинк. Ореолы цинка на большей части узла характеризуются содержаниями от 1 до 2 геофонов. На Павликовском месторождении концентрации цинка не превышают 2 геофонов. Месторождения Наталкинское и Омчакское обладают фоновыми содержаниями этого элемента.

Медь. Концентрации меди в ореолах на большей части узла не превышают 1-2 геофонов (рис. 5.3, а). Повышенные значения (4-6 геофона) выявлены в центральной части рудного поля Наталкинского месторождения и на его восточном фланге. На Павликовском месторождении содержания меди в ореоле составляют около 2 геофонов, а на Омчакском находятся в пределах от 0,5 до 1 геофона.

Свинец. Для этого элемента характерны ореолы с интенсивностью от 1 до 3 геофонов. На территории узла распределен почти равномерно. Несколько обогащена свинцом южная (юго-восточная) часть территории узла (рис. 5.3, б). Наталкинское месторождение характеризуется фоновыми концентрациями свинца, а Павликовское локализовано внутри значительного по площади ореола с содержаниями 2-3 геофона.

Хром и кобальт также характеризуются монотонным и достаточно равномерным распределением в ореолах, где их содержания колеблются от 1 до 2 геофонов.

Барий. Ореолы бария слабоконтрастны. Его максимальные концентрации составляют 4 геофона и распространены локально (рис. 5.3, в). К центральной, наиболее богатой части Наталкинского месторождения приурочены пониженные содержания бария (0,5-1 геофон). По периферии же месторождения барий образует положительную кольцевую аномалию с повышенными (до 4 геофонов) содержаниями. На Павликовском месторождении ореолы бария с концентрациями свыше 4 геофонов распространены на северо-западном и юго-восточном флангах.

Молибден. На значительной площади Омчакского рудного узла содержания молибдена в ореолах колеблются в пределах 1-2 геофонов, в единичных случаях достигая 4 геофонов. Область повышенных значений молибдена локализована в южной и юго-восточной частях узла; к ней же приурочено и Павликовское месторождение. Несколько локальных аномалий этого элемента с концентрациями 2-3 геофона расположены по периферии рудного поля месторождения Наталка за его пределами.

Марганец. Концентрации марганца в ореолах не превышают 2 геофонов. На площадях Наталкинского и Павликовского месторождений содержания марганца от 1 до 2 геофонов. С Омчакским месторождением связан небольшой по размерам (1 × 0,2 км), но несколько более высокий по интенсивности (2-3 геофона) ореол этого элемента. Центральная часть рудного узла характеризуется пониженными (менее 1 геофона) значениями содержания марганца.

Таким образом, на территории Омчакского рудного узла проявлен ряд геологических объектов, определяющих его как аномальный, так и нормальный геохимический облик. К генетически связанным и, вместе с тем, геохимически обособленным объектам следует отнести Наталкинское, Омчакское и Павликовское месторождения, гидротермально измененные эксплозивные брекчии и тела метасоматитов, прорывающие интрузивные породы штока Ванин. Вместе с тем, свое «геохимическое лицо» имеют и расчлененные на свиты осадочные породы верхоянского комплекса. Взаимное влияние этих объектов может маскировать геохимические особенности некоторых из них и затруднять интерпретацию отдельных геохимических аномалий, но, тем не менее, эта процедура возможна с учетом петрологических и петрохимических свойств изучаемых объектов и физико-химических условий их развития во времени. В первую очередь это касается слабоконтрастных аномалий, природа которых может быть связана с литологическими особенностями осадочных пород, проявлениями контактового метаморфизма.

Изучение моноэлементных ореолов позволяет выявить общие закономерности распределения и поведения элементов исследованного комплекса, их связь с конкретными геологическими объектами, но не дает возможности количественно оценить геохимические характеристики этих объектов.

Для решения этой задачи оптимальным представляется выделять массивы проб, характеризующие вышеуказанные аномалиеобразующие объекты, и определять элементы-индикаторы, типоморфные для каждого из них. Затем, установив индикаторную роль каждого элемента, следует количественно оценить степень геохимического отличия этих объектов. В первом приближении индикаторная роль элементов вычисляется по контрастности различия рудных зон и вмещающих пород, т.е. по отношению средних содержаний элементов в рудных зонах к средним содержаниям их во вмещающих породах. Однако при такой оценке возможны существенные искажения, поскольку в общем высокая неравномер-

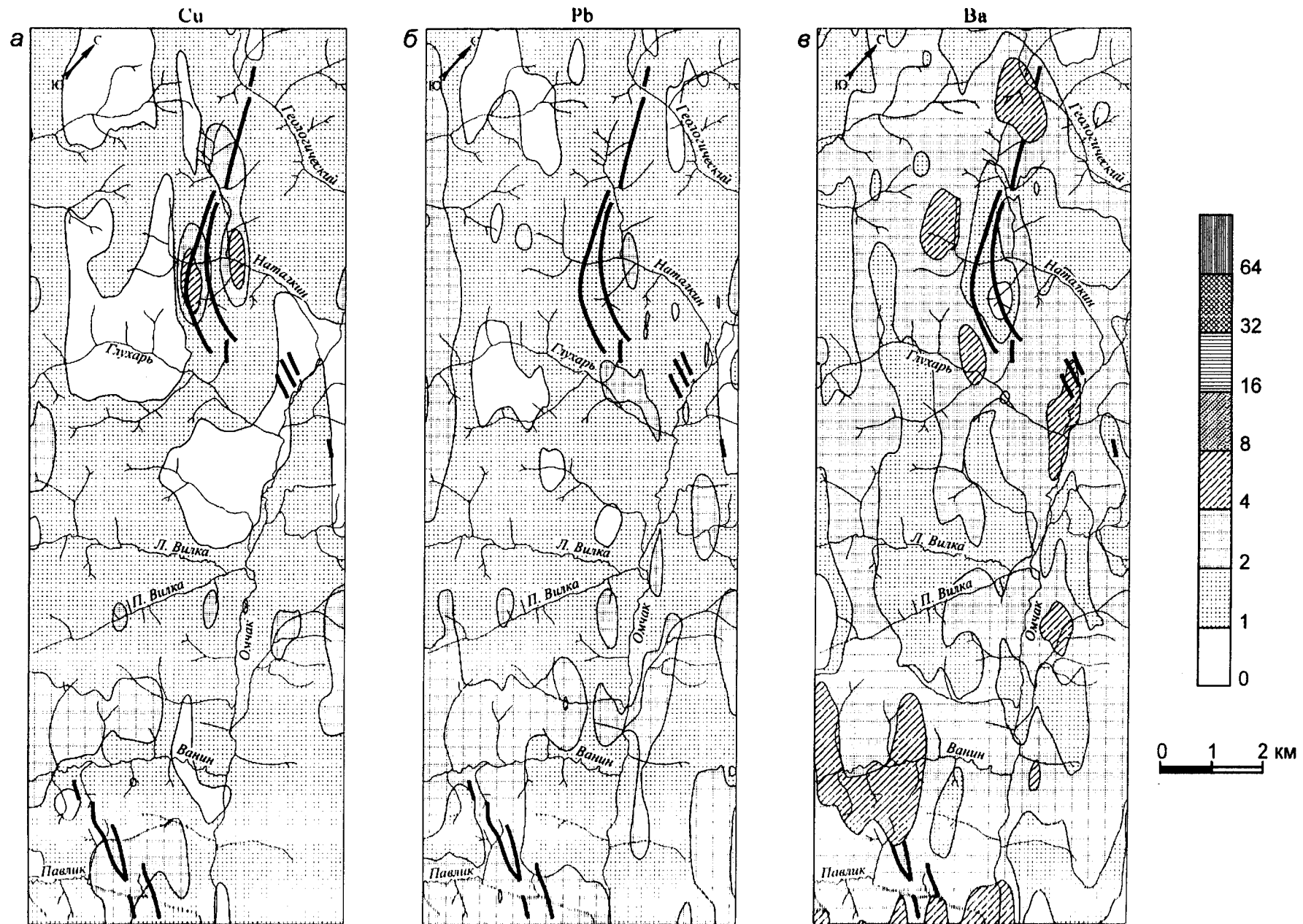


Рис. 5.3. Вторичные ореолы рассеяния на площади Омчакского рудного узла: *а* - медь, *б* - свинец, *в* - барий

ность распределения элементов в рудах и ореолах значительно дифференцирована по ассоциациям и отдельным элементам. Для этой цели предпочтительнее применять данные по нормированной контрастности, когда учитывается как абсолютный показатель накопления элементов, так и неравномерность их распределения с учетом аппроксимирующего закона [Приставка, 1989]. Информативность каждого элемента может быть вычислена по алгоритму, изложенному в работе [Приставка, 1979].

Геохимические индикаторы осадочных пород рудного узла. Как уже отмечалось, на территории Омчакского рудного узла были выделены участки, отвечающие выходам на дневную поверхность верхнепермских осадочных пород омчакской, атканской и пионерской свит. Для каждого из участков были составлены выборки геохимических проб, характеризующих каждую из выделенных свит. В выборки включались пробы, взятые на удалении от рудных полей, т.е. те, которые в основном подверглись изменениям только регионального плана. Критерием «измененности» являлись повышенные содержания элементов «аномальной» ассоциации: мышьяка - более 4 геофонов, вольфрама, сурьмы и висмута - более 1 геофона.

Таким образом, была определена индикаторная роль элементов каждого стратиграфического подразделения, закартированного на территории Омчакского рудного узла (рис. 5.4).

Отложения *пионерской* свиты охарактеризованы 351 геохимической пробой. В наибольшей степени осадочные породы этой свиты обогащены никелем и кобальтом. Содержания бария, меди, хрома и свинца незначительно превышают местный геофон. Марганец и цинк содержатся в количествах, несколько пониженных по отношению к геофону, а концентрации молибдена, олова, мышьяка и серебра существенно ниже геофона. Ряд элементов, расположенных по убыванию значения индикаторной роли, выглядит следующим образом: Ni - Co - Ba - Cu - Cr - Pb - Mn - Zn - Mo - Sn - As - Ag.

К геохимическим особенностям осадочных пород этой свиты можно отнести обогащение их никелем и кобальтом на фоне пониженных содержаний мышьяка и серебра.

Выборка проб, характеризующих отложения *атканской* свиты, состоит из 926 проб. Положительную индикаторную роль имеют марганец и кобальт, накапливаясь в концентрациях, превышающих местный геофон. Индикаторная роль никеля (слабоположительная) и меди (слабоотрицательная) в целом невысока, поскольку эти элементы в отложениях атканской свиты содержатся в околофоновых концентрациях. Индикаторная роль мышьяка, цинка, бария, молибдена, свинца, олова, хрома и серебра отрицательная, это свойство максимально проявлено для серебра. Ряд элементов, размещенных по убыванию значений индикаторной роли, следующий: Mn - Co - Ni - Cu - As - Zn - Ba - Mo - Pb - Sn - Cr - Ag. Таким образом, геохимическими особенностями атканской свиты являются повышенные концентрации марганца и кобальта и пониженные - серебра.

Отложения *омчакской* свиты охарактеризованы 3410 пробами. Осадки омчакской свиты заметно обогащены серебром, в меньшей степени - оловом, хромом, молибденом, свинцом и мышьяком. Отрицательная индикаторная роль характерна для никеля, кобальта и марганца. Ряд элементов, ранжированных по убыванию значений индикаторной роли каждого из них, выглядит таким образом: Ag - Sn - Cr - Mo - Pb - As - Ba - Zn - Cu - Sb - Bi - Mn - Co - Ni.

Из приведенных материалов видно, что осадочные породы различных свит, закартированные на территории Омчакского рудного узла, имеют свои геохимические особенности. В максимальной степени это отличие проявлено на границе атканской и омчакской свит. Вероятно, это связано с изменением условий осадконакопления, возможно, со сменой достаточно хорошо аэрируемой обстановки лавинной седиментации, имевшей место в атканское время, на режим образования дистального флишоида омчакской свиты в условиях сероводородного заражения. Подтверждением этому может служить относительная обогащенность осадков омчакской свиты молибденом при пониженной концентрации марганца. В условиях сероводородного заражения молибден сорбируется из морской воды органическим веществом и соосаждается с сульфидами [Холодов, Недумов, 1991]. Марганец же в этих условиях восстанавливается на геохимическом барьере O_2/H_2S и активно выносится в верхние, обогащенные кислородом слои [Юдович и др., 1990]. Формированием осадков омчакской свиты в условиях сероводородного заражения объясняются также повышенные концентрации серебра, хрома и свинца.

На рис. 5.5 приведены диаграммы, иллюстрирующие индикаторную роль исследованного комплекса элементов для Наталкинского и Павликовского месторождений, а также для пород штока Ванин.

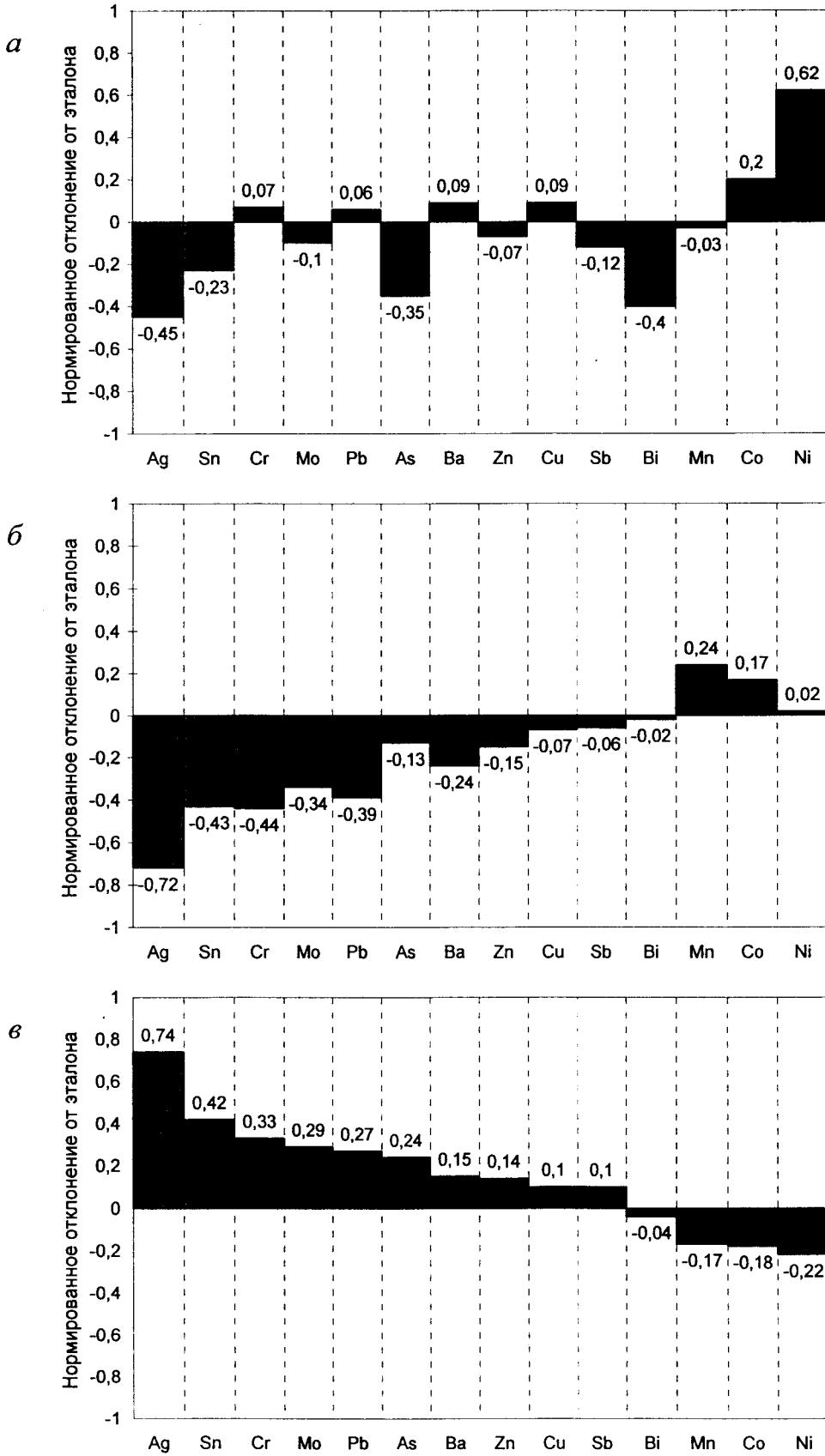


Рис. 5.4. Индикаторная роль элементов по отношению к стратиграфическим подразделениям Омчакского рудного узла: *а* - пионерская свита, *б* - атканская свита, *в* - омчакская свита

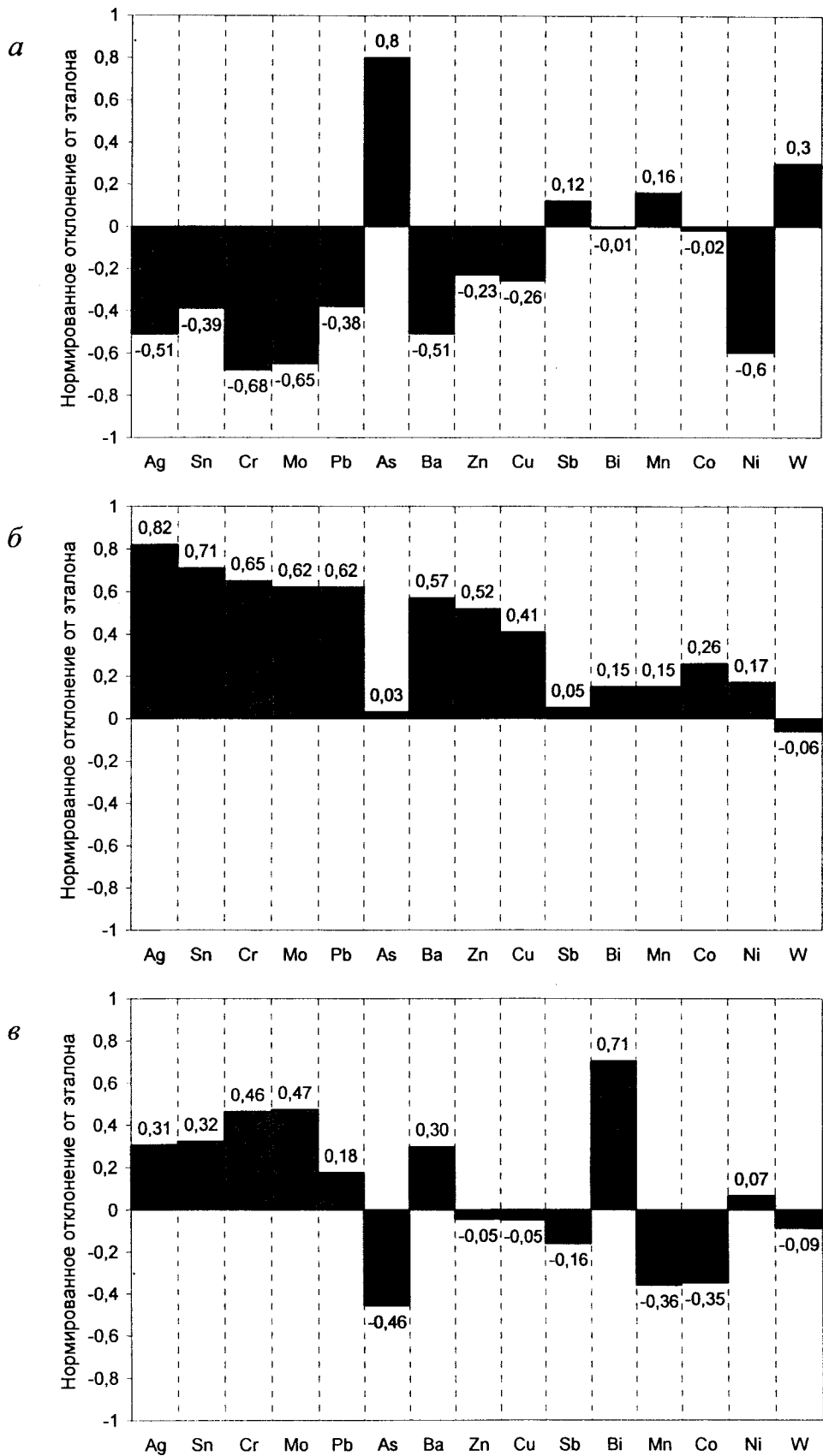


Рис. 5.5. Индикаторная роль элементов по отношению к аномалиеобразующим объектам Омчакского рудного узла: *a* - Наталкинское месторождение, *б* - Павликовское месторождение, *в* - гидротермально измененные породы штока Ванин

Геохимические индикаторы Наталкинского месторождения. Для месторождения Наталка ранжированный ряд элементов выглядит так: As - W - Mn - Sb - Bi - Co - Zn - Cu - Pb - Sn - Ag - Ba - Ni - Mo - Cr. При этом ярко выраженную положительную индикаторную роль по отношению к оруденению выполняют мышьяк и вольфрам, а также сурьма и марганец. Остальные элементы, за исключением висмута и кобальта, имеют также ярко выраженную, но отрицательную индикаторную роль. В первую очередь это касается серебра, бария, никеля, молибдена, хрома, что свидетельствует о проявленной в целом тенденции геохимического «выноса» этих элементов за пределы рудного поля. Поведение висмута и кобальта индифферентно по отношению к рудным телам Наталкинского месторождения.

Геохимические индикаторы Павликовского месторождения. Для этого месторождения ряд элементов, ранжированных по значению их индикаторной роли по отношению к оруденению, выглядит следующим образом: Ag - Sn - Cr - Mo - Pb - Ba - Zn - Cu - Co - Ni - Bi - Mn - Sb - As - W. Определяющими в этом ряду являются серебро, олово, хром, молибден, свинец, барий, цинк, медь, индикаторная роль которых максимальна.

Геохимические индикаторы пород штока Ванин. Для штока Ванин и прорывающих его эксплозивных брекчий и хлорит-кварцевых метасоматитов характерен следующий ряд элементов: Bi - Mo - Cr - Sn - Ag - Ba - Pb - Ni - Zn - Cu - W - Sb - Co - Mn - As. При этом положительную индикаторную роль имеют висмут, молибден, хром, олово, серебро, барий и свинец. Индикаторное значение никеля, цинка, меди, вольфрама и сурьмы близко к нулю, а кобальт, марганец и мышьяк обладают хорошо выраженными отрицательными индикаторными характеристиками.

Комплексные геохимические показатели рудных объектов Омчакского узла. Очевидно, что для Наталкинского и Павликовского месторождений характерен различный набор элементов, фиксирующих положение рудного поля. Это может быть связано как с уровнем эрозионного среза месторождения, так и с влиянием состава осадочных пород, вмещающих оруденение. Наиболее тесные и закономерные связи с рудными полями обнаруживает многокомпонентный (комплексный) ореол. Интенсивность многокомпонентного ореола отображается в его комплексном геохимическом показателе (КГП), построенном с учетом различной индикаторной роли отдельных ореолообразующих элементов относительно заданного эталона. По сути, КГП представляет собой геохимический «паспорт» геологического объекта, универсальность которого заключается в том, что учитываются как абсолютные значения концентрации элементов, так и особенности их распределения. На основе сопоставления частного (эталона) и общего распределения строится функция информативности конкретного элемента по градациям его содержания. Эта функция дает возможность однозначно отнести элемент к прямым или косвенным индикаторам оруденения или к его антагонистам. Алгебраическое суммирование информативности по градациям содержаний конкретных элементов и по всему комплексу элементов дает оценку комплексного показателя в каждой точке наблюдения (каждой геохимической пробе) [Приставка, 1989].

В зависимости от поставленной задачи эталон может быть самым различным - от объекта (группы объектов) до конкретного рудного тела, стратиграфической свиты или интрузивного массива. В масштабах Омчакского узла при рассмотрении ореолов, связанных с Наталкинским и Павликовским месторождениями, в качестве эталона целесообразно задать объект, т.е. совокупность проб, отвечающих одному из месторождений. В этом случае картирование комплексного геохимического показателя Наталкинского месторождения (далее КГП-Н) по всей площади Омчакского узла позволяет выявить участки, сопоставимые по набору геохимических признаков с самим месторождением. КГП изменяется в соответствии со свойством частной информации от «события к событию» и может принимать как положительные, так и отрицательные значения [Приставка, 1989]. Изолиния с $KGP = 0$ должна отвечать границе рудного поля месторождения, области с положительными значениями - площадям с оруденением Наталкинского геохимического типа, а с отрицательными - безрудным участкам или несущим оруденение иного рода.

В качестве эталона при расчете КГП-Н был задан массив проб, взятых в центральной части месторождения. По аналогичной методике был определен и комплексный геохимический показатель Павликовского месторождения (КГП-П). Эталон в этом случае, естественно, были пробы, отобранные в пределах Павликовского месторождения. Резкое различие геохимии основных золоторудных объектов узла хорошо подчеркивается поведением этих КГП, являющихся отображением многокомпонентных эндогенных ореолов Наталкинского и Павликовского месторождений.

На плане Омчакского рудного узла изолинии, построенные по значениям КГП-Н, четко фиксируют не только положение, но и некоторые структурные особенности месторождения. В интенсивных положительных значениях выделяются три участка: северо-западный фланг месторождения (верховья руч. Наталкин), центральная часть (бассейн руч. Участковый) и, хотя и менее проявленный, юго-восточный фланг (левобережье руч. Глухарь, ниже устья руч. Источник). Павликовское месторождение в изолиниях КГП-Н фиксируется отрицательными значениями.

В изолиниях КГП-П положение Наталкинского месторождения фиксируется интенсивными отрицательными значениями. При этом северо-западная и центральная части Наталки, отвечающие максимальным значениям КГП-Н, охвачены изолинией наименьшего (отрицательного) значения КГП-П (от -13,8 до -15,9). В то же время, юго-восточный фланг Наталкинского месторождения, слабо проявленный в изолиниях КГП-Н, выделяется уже не самыми минимальными значениями КГП-П (от 0,8 до -3,9).

Что касается Павликовского месторождения, то оно удовлетворительно фиксируется положительными значениями своего КГП. При этом отметим, что его северо-западный фланг проявляется в значениях КГП-П от 0,8 до -3,9, т.е. в тех же, что и юго-восточный фланг месторождения Наталка.

5.3. Геохимия Наталкинского рудного поля

Как уже было показано, положительную индикаторную роль для площади Наталкинского месторождения имеют вольфрам, мышьяк, а также сурьма и марганец. Безусловно, сюда же следует отнести и золото, поведение которого в масштабах рудного узла в целом осталось неизученным.

Золото. Ореол этого элемента, оконтуренный по изоконцентрате 0,2 г/т, имеет протяженность более 6 км при ширине от 1,5 км на юго-восточном фланге до 700 м - на северо-западном (рис. 5.6, а). В центральной части месторождения зафиксирован мощный рудный столб с аномально высокими содержаниями золота. На этом участке происходит смыкание рудных зон 3, 6/9, 8/23. Вмещающими породами здесь являются диамиктиты верхней части атканской свиты. В юго-восточном направлении наиболее богатая часть ореола контролирует положение жильно-прожилковой системы р.з. «Участковая». На простирании этой структуры отмечаются еще два обогащенных участка - один в верховьях руч. Участковый, второй на водоразделе руч. Участковый - Глухарь, которые приурочены к выходам на дневную поверхность грубообломочных осадочных пород омчакской свиты. Отметим, что в гидротермально измененных гравелитах в русле руч. Источник установлено золото в количестве до 8 г/т. На юго-западе распространение ореольной зоны четко ограничивается Главным, а на северо-западе - Северо-Восточным разломами. Последний сопровождается субпараллельными зонами дробления и трещиноватости.

Мышьяк. Этот элемент наиболее полно и ярко (пожалуй, даже лучше золота) определяет как геохимическую структуру месторождения в целом, так и положение рудных зон и отдельных обогащенных золотом участков (рис. 5.6, б). На северо-западном фланге месторождения ширина ореольной зоны, выделенной по изоконцентрате более 16 геофонов, составляет около 500 м, а на юго-восточном фланге достигает 1,5 км. Обогащенные участки (оконтуренные изоконцентратой 64 геофона) на северо-западном фланге образуют единый ореол, а на юго-восточном разделяются на две ветви, следуя за простиранием р.з. 6/9, 13, 56, 57, 58 и системой минерализованных нарушений р.з. «Участковая». Особо следует отметить ориентировку наиболее богатых участков ореолов мышьяка в системе разрывов запад-северо-западного простирания. В пределах единой ореольной зоны их можно выделить до 5 с шагом 700-800 м. Распространение ореолов этого элемента ограничивается теми же структурами, что и золото.

Вольфрам. Вместе с мышьяком этот элемент наиболее четко фиксирует и рудные зоны, и структуру месторождения в целом (рис. 5.7, а). На северном фланге контуры ореолов имеют отчетливый изгиб в северо-западном, а на южном - в юго-восточном направлении. На западе и юго-западе рудного поля ореолы вольфрама довольно четко ограничены Главным разломом.

Марганец и сурьма, как элементы-индикаторы оруденения, не столь четко фиксируют особенности геохимической структуры месторождения в отличие от ранее рассмотренных индикаторов.

Марганец образует локальные ореолы интенсивностью 2, редко 4 геофона. Главный и Северо-Восточный разломы достаточно четко ограничивают распространение ореолов марганца, что свидетельствует о существующей связи этого элемента с гидротермальным процессом.

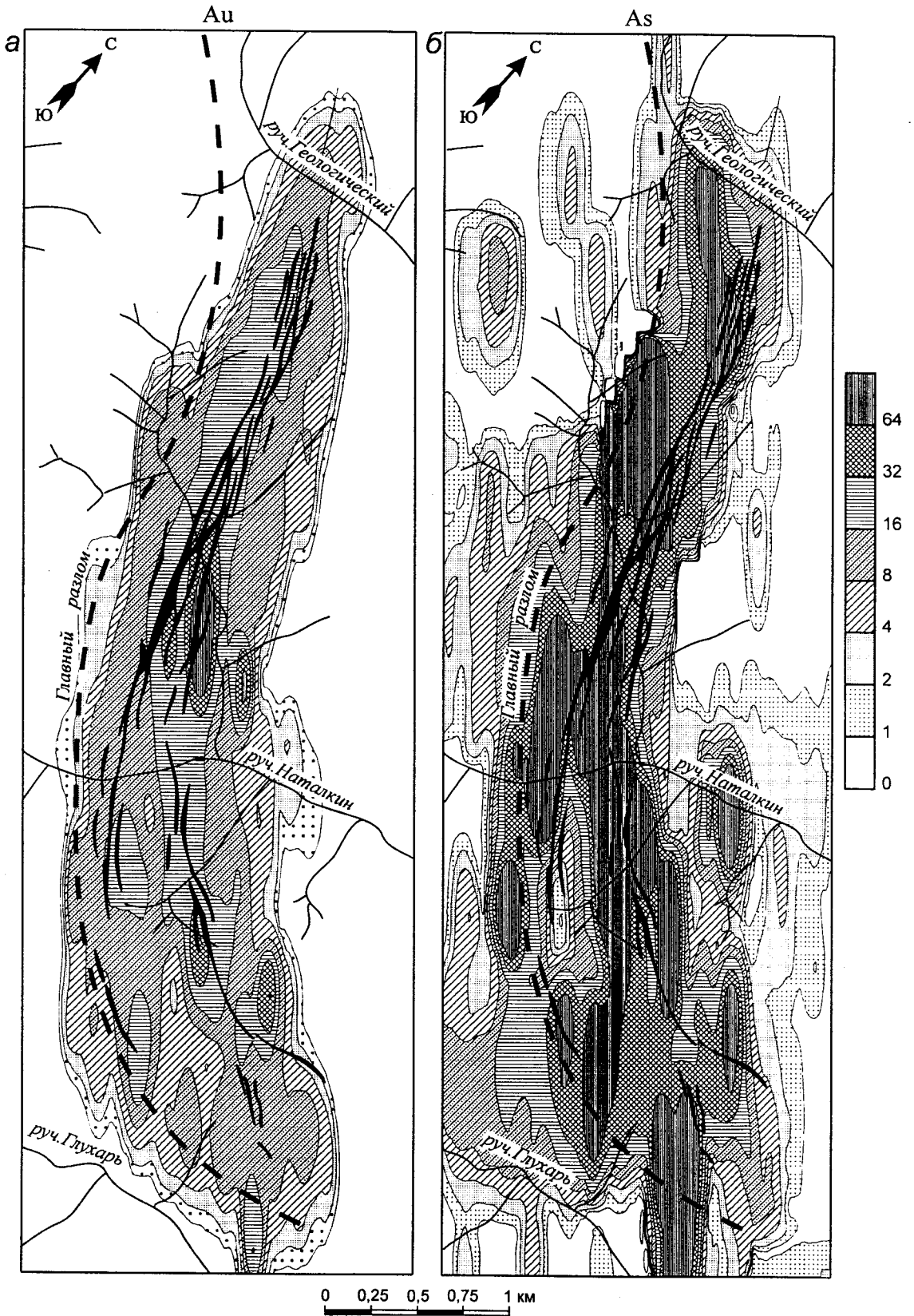


Рис. 5.6. Эндогенные геохимические ореолы Наталкинского месторождения: *a* - золото, *b* - мышьяк

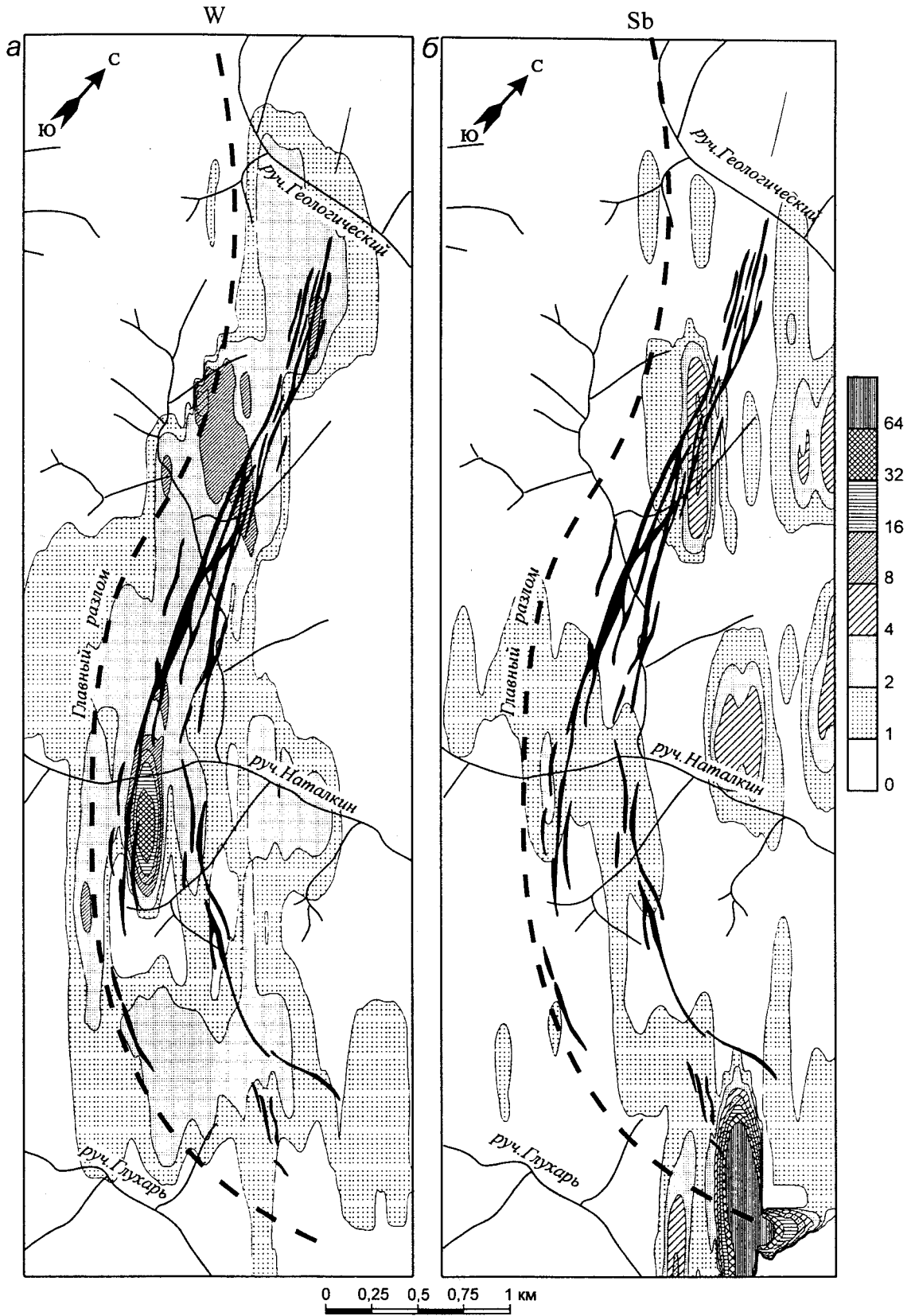


Рис. 5.7. Эндогенные геохимические ореолы Наталкинского месторождения: а - вольфрам, б - сурьма

Наиболее интенсивные ореолы сурьмы (до 128 геофонов) закартированы на юго-восточном фланге месторождения и связаны в основном с золото-антимонит-кварцевыми прожилками в измененных дайках кислого состава (рис. 5.7, б). Повышенные содержания сурьмы отмечены также в зонах арсенопирит-кварцевого прожилкования и в трещиноватых, карбонатизированных алевролитах. Кроме того, ореолы невысокой интенсивности (не более 1 геофона) образуют полосу северо-западного простирания. На северо-восточном фланге ореолы сурьмы распространены локально, имеют интенсивность от 1 до 8 геофонов и располагаются преимущественно со стороны висячего бока месторождения.

Остальные элементы образуют слабоконтрастные ореолы, практически не отражающие положение рудных зон. Интересен тот факт, что в пределах юго-восточной части месторождения (по сравнению с центральной и северо-западной) свинец, серебро, медь и молибден образуют более интенсивные ореолы. Примечательно поведение бария. В непосредственной близости от рудных зон ореолы этого элемента имеют интенсивность, как правило, менее 1 геофона. В то же время, периферические части рудного поля проявляются в изоконцентрах от 8 до 16 геофонов. Подобное расположение ореолов свидетельствует об интенсивном выносе бария из центральной части месторождения.

Очевидно, что определяющими в геохимии месторождения являются золото, мышьяк и вольфрам. Поэтому при дальнейшем рассмотрении именно этим элементам и будет уделено основное внимание.

В объеме месторождения поведение элементов-индикаторов оруденения выглядит следующим образом. В интервале горизонтов с отметками от 300 до 400 м как площади, так и интенсивности ореолов золота, мышьяка и вольфрама незначительны. При этом ореолы элементов-индикаторов смещены к юго-восточному флангу месторождения; в меньшей степени они проявлены в его центральной части; на северо-западном же фланге их практически нет. Выше по разрезу, на интервале с отметками от 400 до 600 м, возрастают и размеры ореольной зоны, и концентрации элементов в ней. Максимальные значения приурочены к центральной и юго-восточной частям объекта. Далее, на горизонтах от 600 до 800 м, происходит значительное увеличение площади ореольной зоны, особенно в северо-западном направлении. В этом же направлении смещаются и ореолы с максимальными концентрациями золота, мышьяка и вольфрама.

На продольном осевом геохимическом разрезе золота хорошо заметно общее склонение наиболее богатых ореолов этого элемента на юго-восток. Это направление совпадает со стратиграфической границей между омчакской и атканской свитами. Ореолы мышьяка показывают положение двух богатых рудных участков (столбов): одного - в центральной, уже отработанной части месторождения, а второго - на юго-восточном фланге, где в настоящее время ведутся интенсивные разведочные работы. В целом же хорошо видно, что структура месторождения прослеживается как единая от северо-западного фланга (правобережье руч. Геологический) до юго-восточного (левобережье руч. Глухарь). Положение богатого оруденения, по данным геохимических работ, удовлетворительно вписывается в структуру брахисинклинальной складки, откартированной по атканской свите.

5.4. Классификация геохимических типов руд и эндогенных ореолов

По комплексу геохимических признаков в пределах Наталкинского месторождения выделены 3 типа руд и 2 ореольные зоны - околорудная (внутренняя) и фоновая (внешняя). Околорудная зона, в свою очередь, разделяется на 4 типа ореолов, а фоновая - на 5, различающихся количественным содержанием характеризующих их элементов и пространственным расположением.

Первый тип руд занимает в структуре месторождения центральную часть, образуя его «ядро». Он характеризуется следующим рядом элементов, ранжированных по содержаниям: As - Au - W - Cu - Sb - Bi - Zn - Pb - Ag - Ba - Mn - Co - Mo - Ni - Sn - Cr. Максимальные концентрации имеют мышьяк, золото, вольфрам. В повышенных значениях накапливаются медь, сурьма и висмут.

Второй тип руд по сути является своеобразной «оболочкой», распространенной по периферии «ядерной» части и, практически повсеместно, отделяющей ее от ореольных зон. Ряд элементов, опре-

деляющий его геохимический тип, таков: As - Au - Sb - Cu - Ba - W - Mo - Zn - Pb - Bi - Ni - Ag - Mn - Co - Cr - Sn. Максимальные значения характерны для золота и мышьяка. Примечательно повышение содержаний сурьмы и бария, что свидетельствует об их выносе из центральной части месторождения, сложенной рудами первого типа.

Особого внимания заслуживают руды третьего геохимического типа. Они распространены очень локально, в наибольшей степени на юго-восточном фланге месторождения. Этот тип руд определяется следующим порядком элементов: Au - As - Sb - Bi - W - Cu - Ba - Mo - Zn - Pb - Ni - Mn - Ag - Co - Cr - Sn. Главнейшей отличительной его чертой является наибольшее содержание золота по сравнению с другими типами руд. В повышенных концентрациях присутствуют также мышьяк, сурьма, висмут и вольфрам, а содержания остальных элементов не превышают I геофона.

Околорудные ореолы окаймляют внутреннюю, рудную часть месторождения и отделяют ее от внешней области фоновых ореолов. Ряды элементов, ранжированных по убыванию средних значений и характеризующих геохимические типы ореолов околорудных зон, выглядят следующим образом:

1-й тип: As - Au - Ba - Sb - Mo - W - Bi - Zn - Ag - Pb - Ni - Co - Cu - Cr - Mn - Sn;

2-й тип: As - Au - Ba - Bi - Mo - Sb - Ni - Zn - W - Pb - Co - Ag - Cr - Cu - Mn - Sn;

3-й тип: Au - Bi - Sb - As - Cu - Zn - Ba - Mn - Ag - Ni - Co - Pb - Mo - Cr - W - Sn;

4-й тип: As - Ba - Bi - Sb - Ni - Zn - Mo - Pb - Cr - Co - Cu - Ag - Mn - Au - W - Sn.

В околорудных ореолах первого и второго типов элементами, определяющими их геохимический «облик», являются мышьяк и золото, а их концентрации близки к рудным. Характерно для них и повышенное содержание бария, что свидетельствует об устойчивой тенденции выноса этого элемента из внутренней части месторождения. В пространственном отношении эти типы ореолов наиболее приближены к внутренней, рудной части месторождения.

В околорудных ореолах третьего типа, кроме золота, преобладают висмут, сурьма при относительно низком содержании мышьяка. По своему геохимическому облику и пространственной локализации околорудные ореолы этого типа наиболее близки к рудам третьего типа.

Ореолы четвертого типа являются по своей сути переходными к области фоновых ореолов. Вариации содержаний элементов в них незначительны. Наблюдается некоторая обогаченность мышьяком и барием. Примечательно также повышение роли висмута и сурьмы.

Внешняя область фоновых ореолов подразделяется на 5 геохимических типов.

Элементные ряды различных типов фоновых ореолов такие:

1-й тип: Bi - Ba - Sb - As - Ni - Zn - Mo - Cr - Co - Pb - Cu - Mn - Ag - Sn - W - Au;

2-й тип: Bi - Sb - Ba - Ni - Zn - Mn - Cu - Mo - Co - Ag - Pb - Cr - As - W - Sn - Au;

3-й тип: Bi - Sb - Ni - Ba - Zn - Cu - Mn - Ag - Co - Mo - Pb - Cr - W - As - Sn - Au;

4-й тип: Sb - Bi - Ni - Ba - As - Mo - Zn - Ag - Cu - Pb - Mn - Co - Cr - Au - W - Sn;

5-й тип: Bi - Sb - Cu - Mn - Zn - Ag - Co - Ni - Pb - Au - Ba - Cr - Mo - W - As - Sn.

Общей характерной чертой для всех типов фоновых ореолов является повышенная геохимическая роль висмута, сурьмы и бария и пониженная - вольфрама, золота и, отчасти, мышьяка. Примечательны относительно повышенные концентрации никеля, постоянно присутствующие в фоновых ореолах, что связано, вероятно, с влиянием даек основного состава, развитых преимущественно на флангах месторождения.

Таким образом, по результатам проведенного изучения геохимии Наталкинского месторождения:

1. Выделены три типа руд, околорудная и внешняя (фоновая) ореольные зоны.

2. Установлено, что руды первого и второго типов образуют структуру центрального типа с хорошо выраженным рудным «ядром» и окаймляющей его «оболочкой». Руды третьего типа резко отличаются от них по составу, а их обособленное положение позволяет сделать предположение о переотложенном характере этих руд.

3. Показано, что разделение руд и ореолов на типы в значительной мере обусловлено поведением золота, мышьяка, вольфрама, сурьмы, бария, в меньшей степени висмута и меди.

5.5. Оценка геохимических ресурсов золота Наталкинского месторождения

Оценка ресурсов золота основана на обобщении большого количества аналитических данных - более чем 50 тыс. пробирных определений содержаний золота (данные лаборатории рудника) и 3 тыс. атомно-абсорбционных и нейтронно-активационных анализов, выполненных в СВКНИИ за последние годы.

Оценка ресурсов золота в рудах месторождения выполнена двумя независимыми способами:

1) *Многовариантного подсчета продуктивностей.* Этим способом определялось количество золота в усредненном слое 10-метровой мощности. Были рассмотрены два варианта детального оконтуривания и подсчета - для м-ба 1:10 000 и 1:5000. Затем, зная разведанный вертикальный размах оруденения, можно, с некоторой долей условности, оценить ресурсы металла во всем месторождении.

2) *Горизонтальных сечений.* Способ позволяет определять ресурсы золота в слоях мощностью по 100 м по геолого-геохимической модели месторождения м-ба 1:25 000 в интервале абсолютных отметок от 200 до 1300 м.

Кроме того, для обоих способов был проведен многовариантный подсчет количества металла при бортовых ограничениях от 0,2 до 10 г/т. Зависимость количества золота от бортового ограничения представляет собой невозрастающую функцию типа кривой с насыщением, являющуюся характеристической для этого месторождения.

Рассмотрим результаты оценки ресурсов золота всеми перечисленными способами.

Способ многовариантного подсчета продуктивностей. В табл. 5.2 приведены площадь контура подсчета, количество золота в усредненном 10-метровом слое и среднее содержание металла в оконтуренном блоке при бортовых ограничениях от 0,2 до 10 г/т для двух разномасштабных вариантов. На графиках (рис. 5.8) хорошо видно поведение этих параметров в зависимости от бортового ограничения. Таким образом, может быть прослежена динамика изменения ресурсов металла, среднего содержания и площади подсчетного контура при возрастании бортового ограничения. Сравнение этих показателей по различным масштабам оконтуривания позволяет сделать вывод, что увеличение детальности (от 1:10 000 масштаба к 1:5000) улучшает характеристическую функцию по главным параметрам подсчета - ресурсам металла и его средним содержаниям в контуре. Характеристические кривые этих параметров отчетливо разделяются на три области в зависимости от интервалов бортового ограничения: первую - 0,2-0,8; вторую - 1,0-3,4 и третью - 3,6-10,0 г/т.

В первой области увеличение бортового содержания практически не влияет (или незначительно влияет) на среднее содержание в контуре подсчета и величину ресурсов золота в блоке. Во второй увеличение бортового содержания приводит к резкому, скачкообразному изменению всех параметров алгоритма подсчета ресурсов. При этом происходит уменьшение площади подсчетного контура и количества металла, а также увеличение среднего содержания золота в нем. В третьей области при повышении бортового содержания происходит выполаживание характеристических кривых, причем хорошо заметно, что для варианта с детальностью, отвечающей м-бу 1:5000, они ведут себя более устойчиво.

Очевидно, что наиболее оптимальные параметры подсчета ресурсов в блоках для обоих масштабов лежат в интервале бортовых ограничений 0,8-1,0 г/т. Меньшие бортовые ограничения будут приводить к значительному возрастанию объемов обрабатываемой рудной массы при практически не изменяющемся среднем содержании и количестве золота в блоке. Увеличение бортового содержания с переходом в область более 1 г/т, естественно, повышает среднее содержание металла в блоке, однако приводит к значительному сокращению ресурсов и уменьшению объема подсчетного контура. При дальнейшем росте бортового содержания изменения всех параметров ускоряются, приводя в конечном счете к тому, что единый подсчетный контур распадается на серию мелких блоков. Возрастание среднего содержания металла в вариантах подсчета замедляется, свидетельствуя о том, что и улучшения качества руды в блоках практически не будет происходить. Все это, несомненно, негативно скажется и на себестоимости конечного продукта.

Оценка ресурсов золота, выполненная по первому способу многовариантного подсчета продуктивностей, для м-ба 1:5000 и 1:10 000 дает схожие результаты. Для установленного на Наталкинском месторождении по разведочным данным вертикального интервала оруденения 900-1000 м ресурсы золота составляют от 1200 до 1800 т при шадящем (достаточно высоком) бортовом ограничении 1,0-1,5 г/т.

**Изменение запасов золота, площади контура подсчета и среднего содержания
в усредненном 10-метровом слое в зависимости от бортового ограничения
(для двух разномасштабных вариантов модели)**

Бортовое ограничение, г/т	Модель м-ба 1:10 000			Модель м-ба 1:5000		
	Площадь контура подсчета запасов, км ²	Запас золота, кг	Среднее содержание в блоке, г/т	Площадь контура подсчета запасов, км ²	Запас золота, кг	Среднее содержание в блоке, г/т
0,2	6,3546	22272	1,4	5,146	20536	1,6
0,4	5,7344	21822	1,52	4,5703	20113	1,76
0,6	5,1672	21113	1,63	4,0617	19469	1,92
0,8	4,4031	19761	1,8	3,45	18399	2,13
1,0	3,6031	17970	2	2,9062	17178	2,36
1,2	2,9859	16281	2,18	2,3023	15515	2,7
1,4	2,3515	14222	2,42	1,8469	14038	3,04
1,6	1,7765	12074	2,72	1,4867	12690	3,41
1,8	1,3719	10358	3,02	1,2109	11521	3,81
2,0	1,1187	9164	3,28	0,9867	10456	4,24
2,2	0,8719	7874	3,61	0,7992	9476	4,74
2,4	0,6688	6702	4	0,6531	8639	5,29
2,6	0,5281	5825	4,41	0,5359	7910	5,9
2,8	0,4219	5117	4,85	0,4476	7315	6,54
3,0	0,3453	4566	5,29	0,3617	6693	7,4
4,0	0,1906	3275	6,87	0,2132	5444	10,21
5,0	0,1375	2698	7,85	0,164	4890	11,92
6,0	0,1016	2206	8,69	0,1359	4507	13,26
7,0	0,0688	1677	9,76	0,1156	4178	14,45
8,0	0,0531	1383	10,41	0,1047	3972	15,18
9,0	0,0438	1185	10,84	0,089	3638	16,34
10,0	0,0312	884	11,32	0,0797	3417	17,15

Способ горизонтальных сечений. Второй способ оценки ресурсов основан на подсчете количества металла в отдельных блоках-«слоях» мощностью по 100 м. Этот подсчет опирается на модель распределения золота в объеме месторождения, основанную на всех аналитических значениях, имеющихся в базе данных по месторождению. Параметры «слоев» - площадь подсчетного контура, среднее содержание и количество металла - рассчитаны для 10 значений бортового ограничения. В табл. 5.3 приведены все данные, а на рис. 5.9, 5.10 в виде графиков представлены изменения вышеуказанных параметров по вертикали. Ресурсы по верхним, уже сэродированным горизонтам (интервал 1000-1300 м) оценены с помощью экстраполяции, что придает им некоторую условность, не ставя, однако, под сомнение полученные данные по ресурсам этого интервала. Ведь именно эта часть месторождения явилась одним из источников богатейших россыпей Омчакского рудного узла.

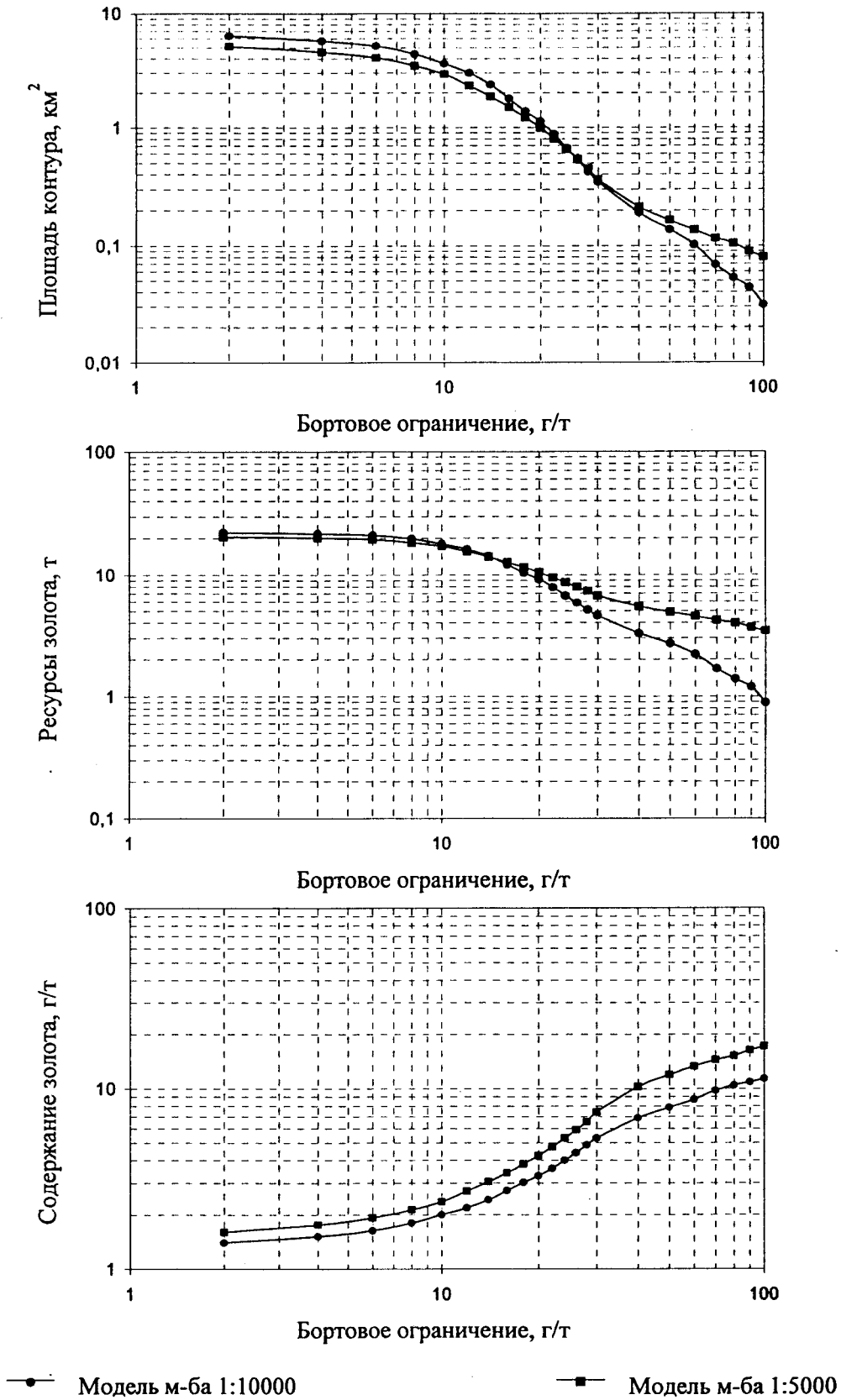


Рис. 5.8. Изменение площади контура оценки, ресурсов и среднего содержания золота в усредненном блоке 10-метровой мощности для вариантов модели м-ба 1:10 000 и 1:5000

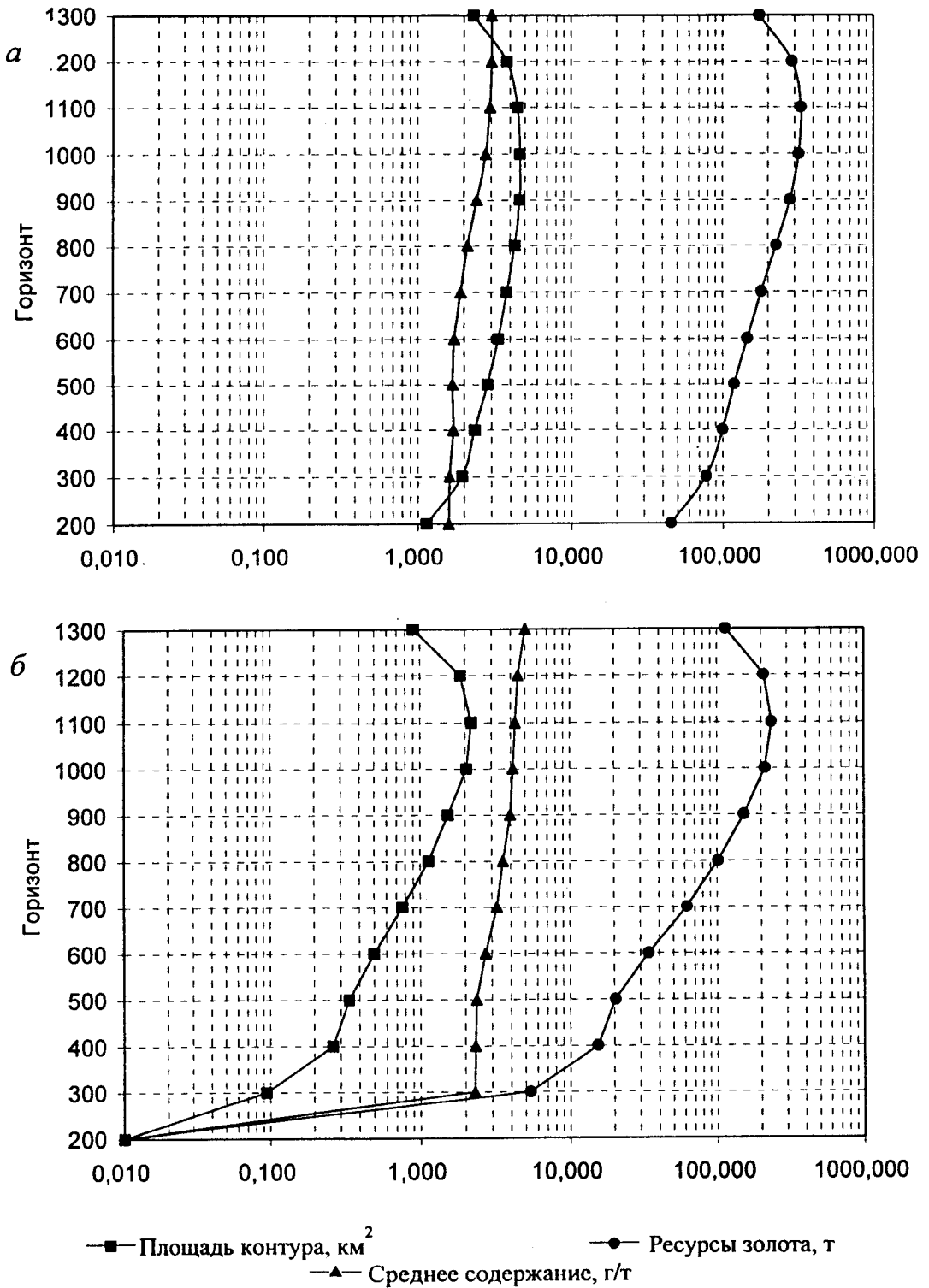


Рис. 5.9. Изменение с глубиной площади подсчетного контура, среднего содержания и ресурсов золота в 100-метровом блоке при бортовых ограничениях: а - 1,2 г/т, б - 2,2 г/т

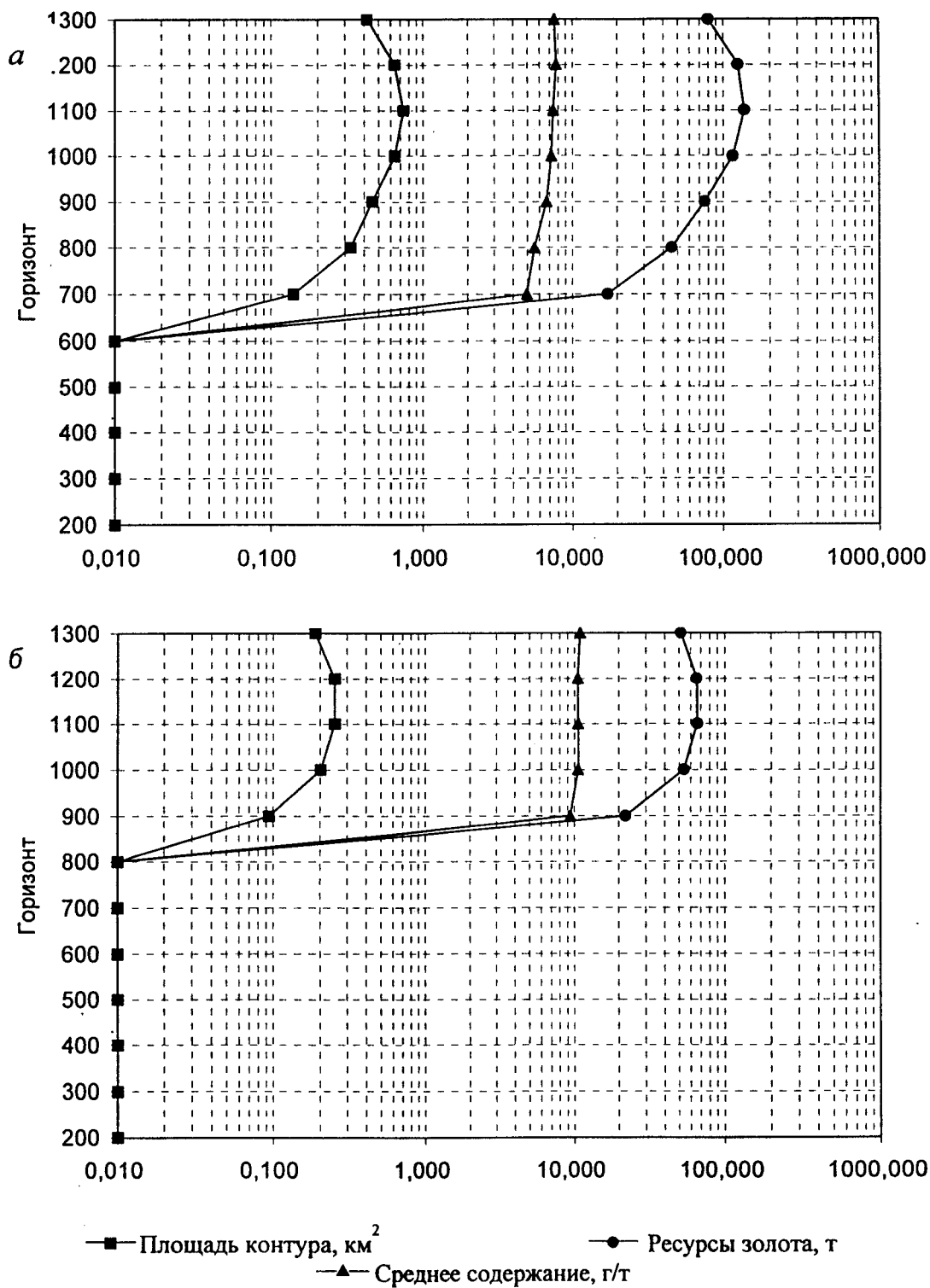


Рис. 5.10. Изменение с глубиной площади подсчетного контура, среднего содержания и ресурсов золота в 100-метровом блоке при бортовых ограничениях: *a* - 4,2 г/т, *б* - 8,0 г/т

Оценка количества металла на нижних горизонтах затруднена из-за практически полного отсутствия разведочных данных. Тем не менее, хорошо изученный вышележащий интервал (600-1000 м) позволяет достаточно уверенно экстраполировать распределение золота и на глубину - в диапазоне с отметками от 600 до 200 м. Таким образом, в интервале горизонтов с отметками от 200 до 1000 м (в объеме сохранившейся части месторождения) при том же бортовом ограничении 1,0-1,5 г/т ресурсы металла составляют 1400-1600 т. А всего золотой потенциал месторождения, рассчитанный по способу горизонтальных сечений, с учетом запасов золота в эродированных блоках, достигал 2500-2800 т.

Таким образом, оценки ресурсов золота, оставшегося в недрах месторождения, рассчитанные различными способами, достаточно близки - от 1400 до 1800 т.

5.6. Элементы платиновой группы и геохимические особенности их проявления

Изучение платиноносности углеродсодержащих формаций в настоящее время является одним из наиболее перспективных направлений научных исследований не только в нашей стране, но и за рубежом. Это обусловлено целым рядом причин. Главнейшая состоит в «истощении государственных запасов и рудной базы платиноидов при ее качественном ухудшении, постоянном падении их добычи» (из решения заседания Научно-методического совета по межотраслевой программе «Платина России», 1992). В настоящее время важнейшим резервом платиноидного сырья России XXI в. признан платиноресурсный потенциал черносланцевых толщ и локализованных в них месторождений.

Выделены следующие типы месторождений и перспективных объектов:

а) тимский - Pt - Pd - Au;

б) онежский - U - V - Mo - Pt - Pd (преобладающие геологические формации - углеродистые и высокоуглеродистые сланцы и их метасоматиты осадочно-вулканогенных зон рифтогенеза докембрийских щитов и массивов);

в) сухоложский - Pd - Pt - Au (углеродисто-терригенная, карбонатно-терригенная сероцветная формация);

г-ж) Au - Ag - Pt - Pd - любинский (углеродистая терригенно-красноцветная формация чехла платформ - цехштейны), таймырский (углеродистая терригенная сероцветная формация складчатых областей), полярноуральский (углеродисто-сланцевая формация офиолитовых поясов), ханкайский (углеродисто-сланцевая формация рифтогенных прогибов у срединных массивов), наталкинский (углеродисто-терригенная сероцветная формация);

з) южнокитайский - Mo - Au - Pt - Pd (углеродисто-терригенно-карбонатная с горизонтами фосфатов вблизи границ несогласия чехла платформ) [Платиноносные..., 1998].

Исследованием проблемы платиноносности Наталкинского месторождения авторы начали заниматься в 1990 г., совместно с сотрудниками лаборатории биогенного литогенеза Института литосферы АН СССР, которые до этого успешно работали на месторождениях Средней Азии, таких как Мурунтау, Кумтор, Амантайтау и др.

На первом этапе работы стояла задача установить факт присутствия платиноидов в рудах месторождений Северо-Востока [Гончаров и др., 2000]. В качестве базового объекта было выбрано месторождение Наталка. Это обусловлено следующими причинами: наличием действующего горнодобывающего предприятия (рудник им. Матросова); значительным вертикальным и горизонтальным размахом оруденения, вскрытого горными выработками; присутствием различных типов руд с относительно высоким содержанием сульфидов; хорошей геологической изученностью района; возможностью детального опробования стратиграфического разреза терригенных осадочных пород.

Актуальность проблемы платиноносности объектов Омчакского рудно-россыпного узла приобретает особый смысл в связи с тем, что Наталкинское месторождение является одним из крупнейших в России с доказанными запасами золота более 450 т. А присутствие в рудах таких примесей, как элементы платиновой группы, в случае если будет найдена возможность их извлечения, существенно увеличивает ценность добываемого сырья и позволяет рассматривать месторождение как комплексное золото-ЭПГ-содержащее.

Всего было проанализировано около 160 проб (из них более 100 из Наталкинского месторождения). Полученные результаты однозначно свидетельствовали о присутствии в рудах и гидротермально измененных породах значительных концентраций ЭПГ. Одновременно была аналитически доказана платиноносность руд и других месторождений Северо-Востока: Павликовского, Игуменовского, Родионовского, Токичанского, Дегдеканского, Ветренского [Гончаров и др., 1995].

В дальнейшем, по мере того как нарабатывался опыт, становилось ясно, что эта проблема необыкновенно сложна и многогранна. Обозначились три направления исследований: аналитическое, минералого-геохимическое и технологическое.

Аналитическое направление. На первых порах авторы использовали как основной аналитический метод нейтронно-активационный с предварительным пробирным концентрированием. Этот метод имеет ряд существенных недостатков, главным из которых является необходимость наличия источника - ядерного реактора, способного создавать интенсивное излучение с мощностью потока более 10^{13} н/см². Отсутствие подобного источника в ближайших регионах и практическая недоступность специализированных учреждений центральных районов страны побудили искать другие аналитические методы. Был сделан вывод, что наиболее реальный выход из создавшегося положения - это адаптация существующей методики химико-спектрального определения ЭПГ в хромитовых и сульфидно-медно-никелевых рудах применительно к золото-кварцевым «черносланцевым» рудам. Эти виды анализов для «традиционных» ЭПГ-содержащих руд хорошо отработаны и успешно осуществляются в лаборатории геохимии СВКНИИ ДВО РАН. Однако первые же опыты с рудами Наталкинского месторождения показали, что применяемые методы химического вскрытия проб не обеспечивают полного разложения. Практически всегда остаются нерастворимые осадки или пленки, представляющие собой графитизированное органическое вещество, в котором в ряде случаев были зафиксированы повышенные концентрации платины.

Избежать сложностей химического вскрытия позволяет метод пробирного концентрирования. Высокая температура (до 1200°C) и резко восстановительная среда тигельной плавки обеспечивают полное разложение вещества проб (за исключением графита) и извлечение благородных металлов в свинцовый веркблей, а завершающее концентрирование в сокращенный свинцово-серебряный королек дает почти тысячекратное обогащение по сравнению с исходной пробой. После серии экспериментальных плавок удалось подобрать два варианта шихты для руд различных типов (богатых ЭПГ жильных арсенопирит-кварцевых, содержащих до 3% сульфидов, и относительно бедных, представляющих собой зоны маломощных арсенопирит-кварцевых прожилков, в которых количество сульфидов не превышает 1%). Полнота извлечения платины и палладия подтверждается установлением в свинцово-серебряных корольках, полученных из проб 1-3-65 и 1-3-72 (Наталкинское месторождение, горизонт 600 м), концентраций платины до 1% и палладия до 0,2%.

Однако получаемые аналитические результаты по-прежнему оставались неоднозначными, а зачастую и противоречивыми. Так, наибольшее содержание платины (0,6 г/т) было получено атомно-эмиссионным методом с химическим разложением и сорбцией благородных металлов смолой АНКБ-15 (аналитик Т. В. Крячко, СВКНИИ ДВО РАН). В этой же пробе (1-3-65) было определено 130 г/т платины методом атомно-абсорбционной спектроскопии с химическим разложением (аналитик Г. М. Варшал, ГЕОХИ).

Таким образом, встал вопрос о том, какой из многочисленных аналитических методов, используемых для определения концентраций ЭПГ, окажется максимально пригодным для исследования руд наталкинского типа. Это и послужило причиной проведения межлабораторного эксперимента «введено-найденно» в 1996-1998 гг.

Метод «введено-найденно» основан на внесении в материал пробы фиксированных добавок требуемого элемента и дальнейшем их определении. В идеальном варианте вносимые («введенные») добавки интересующего вещества должны находиться в той же форме, что и в контрольной (исходной) пробе. Поскольку в нашем случае неизвестны формы нахождения ЭПГ в породах и рудах, платину решено было вводить в виде какой-либо (желательно водорастворимой) соли. Это делалось главным образом для того, чтобы достичь максимальной однородности распределения введенных добавок в пробах.

Платина вводилась в виде раствора H_2PtCl_6 в однонормальной кислоте HCl (эталоны фирмы «Hitachi», прилагаемые к атомно-абсорбционному анализатору). Количества вносимых растворов гек-

сахлорплатиновой кислоты были подобраны таким образом, чтобы составить в двух параллельных сериях 1 и 10 г/т, независимо от содержаний в природных образцах, определенных ранее.

Для проведения этого эксперимента было подобрано 5 проб Наталкинского месторождения. Четыре пробы были взяты на горизонте 600 м из рудных зон и в различной степени измененных осадочных пород, а одна - из неизмененных осадочных пород вне области развития рудных зон. Пробы были подобраны таким образом, чтобы установленные в них содержания платины отличались друг от друга примерно на порядок. В результате был получен ряд, в котором содержания менялись от минимальных (0,001 г/т) до максимальных (34 г/т).

Для снижения воздействия раствора гексахлорплатиновой кислоты на исходную породу аликвота вводилась сначала в дистиллированную воду, объем которой был примерно равен объему пробы (около 160 мл). Далее емкости с раствором помещались в механический встряхиватель, включенный на малых оборотах, и в них осторожно высыпался материал пробы при тщательном перемешивании. Полученные суспензии выдерживали в течение 6 ч в работающем встряхивателе при практически постоянном механическом перемешивании. Затем смеси высушивали при температуре 60°C. После этого каждую пробу перемешивали в лабораторной четырехкамерной шаровой мельнице в течение 2 ч.

Таким образом, были получены три серии по пять проб в каждой. Первая (контрольная) серия - это пробы, не содержащие введенных добавок платины, вторая - пробы, содержащие по 1 г/т введенной платины, и третья серия - это пробы, в которых количество введенной платины составляло по 10 г/т.

Содержание платины в контрольных и модельных пробах определялось в различных лабораториях следующими методами: атомно-эмиссионной спектроскопией с пробирным концентрированием (ПАЭС) в лаборатории геохимии платиноидов (Институт геохимии, минералогии и рудообразования - ИМГР АН Украины, зав. лабораторией А. А. Юшин); инверсионно-вольтамперометрическим анализом (ИВА) в геолого-аналитическом центре «Золото-платина» (Томский политехнический университет, научный руководитель А. Ф. Коробейников); атомно-абсорбционной спектрометрией с предварительным сорбционным концентрированием и экстракционным выделением элементов платиновой группы (ХААС) в отделе аналитических исследований ЦНИГРИ (зав. отделом А. В. Мандругин); инструментальным нейтронно-активационным анализом (ИНАА) в ядерно-физической лаборатории ЦНИГРИ (исполнитель Г. Ч. Витоженец); атомно-эмиссионной спектроскопией с химическим концентрированием (ХАЭС) в лаборатории геохимии СВКНИИ ДВО РАН (зав. лабораторией В. А. Приставка).

Не вдаваясь в детали, можно сказать, что наиболее привлекательными являются результаты ПАЭС (ИМГР, Украина), которые подтверждают присутствие платины в контрольных пробах во всех диапазонах - от низких (0,001 г/т) до высоких (более 10 г/т). Неплохие результаты дает и ИВА, которые также подтверждают присутствие значительных концентраций платины в контрольных пробах в диапазоне от 0,005 до 1,35 г/т. Данные ХАЭС занижают результаты по контрольным пробам примерно в 100 раз, но все-таки отражают тенденцию повышения содержаний платины от неизмененных и слабоизмененных осадочных пород к рудам. Что касается данных, полученных в ЦНИГРИ, то можно уверенно констатировать, что ХААС и ИНАА на «природные» концентрации платины в контрольных пробах не реагируют, показывая либо ее отсутствие, либо порог чувствительности анализа. По модельным пробам второй и третьей серий результаты у всех лабораторий удовлетворительные.

Положительные результаты были получены также в лаборатории геохимии СВКНИИ при определении содержаний платины по методике, используемой в лаборатории геохимии платиноидов (ИМГР АН Украины). Сокращенные свинцово-серебряные корольки пробирного концентрирования после взвешивания целиком помещались в каналы угольных электродов и запрессовывались буфером, в качестве которого использовался угольный порошок с фиксированной добавкой пятиокси ванадия (внутренний стандарт, применяемый при экспрессном количественном спектральном анализе). Сжигание проводилось на установке LMA-10 в дуговом режиме. Результаты анализа приведены в табл. 5.4.

Одна из проб (1-3-65) отобрана из апофизы р. з. 11 на горизонте 600 м. Апофиза представляет собой арсенопирит-кварцевую жилу брекчиевой текстуры с видимым мелким золотом. Она сложена мелкокристаллическим белым и светло-серым кварцем, в котором беспорядочно рассеяны обломки вмещающих алевролитов, сильно окварцованных и импрегнированных арсенопиритом. Рудное тело и отобранная из него геохимическая проба являются типичными для сравнительно богатых руд месторождения Наталка.

Две другие пробы (С-4-1 и С-4-2) представляют концентрат органического вещества, образующийся в виде пенных «шапок» на поверхности двухъярусного сгустителя СД-15 на золотоизвлекательной фабрике им. Матросова.

Для анализа пробы предварительно обогащены путем изготовления корольков на свинцовой основе из навесок исходного материала массой 25 г. Корольки были получены из пробы 1-3-65, в которой ранее устанавливались различными методами высокие содержания платины, и из концентрата органического вещества, образующегося в виде пенных шапок в сгустителе Дора на ЗИФ им. Матросова. Коэффициенты концентрирования (КК) приведены в табл. 5.4. Содержание золота в корольках составляет 5-10%, серебра - 500-1000 г/т. При пересчете на исходный материал содержания по сопутствующим элементам Mg и Mo близки к среднефоновым, а по Bi - заметно выше средних значений. При этом в концентрате органического вещества висмута содержится в несколько раз меньше, чем в материале рудной пробы. Платина в исследованном материале обнаружена совместно с золотом, и в исходном материале рудной пробы 1-3-65 ее содержание составляет 0,55 г/т. В исходном материале концентрата органического вещества (пробы С-4-1 и С-4-2) содержания платины составляют соответственно 0,94 и 1,47 г/т, что в 2-3 раза превышает ее содержание в типичной руде. Эти данные бесспорно свидетельствуют о принципиальной платиноносности руд Наталкинского месторождения, масштабы и особенности локализации которой предстоит выяснить при дальнейших исследованиях.

Таблица 5.4

Содержание платины и сопутствующих элементов в рудных пробах Наталкинского месторождения

Проба	Содержание элементов в корольках				КК
	Mg, %	Mo, г/т	Bi, г/т	Pt, г/т	
1-3-65	4,86	12,9	37000	988	1800
С-4-1	3,47	41,6	365	865	922
С-4-2	7,14	74,8	4140	1037	707

Примечание. КК - коэффициент концентрирования в корольках.

Минералого-геохимическое направление. С самых первых шагов исследования проблемы платиноносности руд месторождения Наталка стоял вопрос об обнаружении самостоятельных минералов или минералов-концентратов ЭПГ. Совершенно очевидно, что без решения этого вопроса платиноносность руд Наталкинского месторождения может остаться просто геохимическим феноменом. На горизонте 600 м месторождения Наталка было отобрано 86 бороздовых проб из различных рудных зон,

гидротермально измененных пород, даек, углеродисто-глинистых тектонитов. Основное внимание было уделено изучению шлифов, аншлифов, искусственных препаратов, продуктов пробирного концентрирования. Установлены микровключения ранее не диагностированных минералов: пентландита, Ag-пентландита, кобальтина, миллерита, фазы типа раммельсбергита (Co, Ni, As, S), самородного железа, брейтгауптита [Ворошин и др., 1995]. Тем не менее, самостоятельных минералов ЭПГ или минералов, содержащих повышенные концентрации платиноидов, не встречено. Изучение отдельных кристаллов арсенипирита на примесь платиноидов положительных результатов также не дало.

Однако с подобным феноменом столкнулись не только мы. Подавляющее большинство исследователей платиноносности черносланцевых формаций вынуждены констатировать, что минералы ЭПГ в рудах не обнаруживаются, несмотря на установленные различными видами анализа довольно высокие их содержания. Исключением является месторождение Сухой Лог. В рудах этого объекта установлены такие минералы, как самородная платина и твердые растворы Pt-Fe-Cu - платина-медь (туламинид Pt₃Cu?), изоферроплатина-тетраферроплатина, теллуrowисмутид палладия и серебра [Формы..., 1996]. Размеры минералов ЭПГ на этом месторождении крайне невелики и колеблются в пределах 0,5-10 мкм. При таком размере зерен и содержании на уровне первых г/т количество их в навеске, равной 10 г, достигает нескольких сотен.

Сильно затрудняет подбор образцов для минералогических исследований и тот факт, что зачастую концентрации, определенные различными аналитическими методами, отличаются на порядок. Но, как справедливо замечено, «если результаты независимых определений дают расхождения в один-два порядка, но при этом не удастся выделить собственные платиновые минералы металлов платиновой группы (МПГ), то никакие ссылки на неоднородность пробы не должны приниматься в расчет» [Курс-

кий, 1999]. Это может свидетельствовать только о том, что минералы МПГ концентрируются в каком-либо компоненте породы, где их поиски и диагностика, в том числе и на аналитическом уровне, сильно затруднены или вообще невозможны. Силикатная и рудная составляющие изучены детально в многочисленных шлифах, аншлифах и монтированных препаратах, но абсолютно безрезультатно. Таким образом, единственной средой, где могут «прятаться» МПГ, является органическая составляющая руд и пород.

Содержания органического вещества в породах и рудах Наталкинского месторождения достаточно велики и составляют, по нашим данным, от 0,3 до 3,5%. Нахождение МПГ в виде металлоорганических соединений более чем сомнительно, так как подобные соединения в природе пока еще не найдены. В этом случае более вероятным представляется иной механизм связи платиноидов с органическим веществом. Сульфидные минералы могут быть покрыты тончайшей пленкой нерастворимого органического вещества, т.е. как бы закапсулированы в нем. При этом минералы становятся недоступными для традиционных методов диагностики, а в случае если органическое вещество нерастворимо - то и для большинства химических методов анализа. Невысокие содержания МПГ (по отношению к количеству органического вещества) ограничивают возможность выделения каких-либо тяжелых платиноидсодержащих фракций.

По результатам анализа корреляционных связей и комбинированных методов кластерного анализа выделяется группа элементов-индикаторов оруденения, характеризующихся максимальной степенью концентрации в рудных зонах. Это золото, мышьяк, платина, палладий, вольфрам, серебро, молибден. В связи с этим можно выделить три типа золото-ЭПГ-содержащих руд. «Богатые» золото-платина-палладиевые руды соответствуют массивным и брекчиевым арсенопирит-кварцевым жилам (Au - 40, Pt - 10, Pd - 9, As - 10 400 г/т). «Средние» руды - зоны сульфидно-кварцевых прожилков (Au - 2,4, Pt - 0,5, Pd - 0,6, As - 4000 г/т). «Бедные» руды представляют собой также зоны прожилкования с более низкими содержаниями (Au - 0,3, Pt - 0,4, Pd - 0,6, As - 120 г/т).

Технологическое направление. На сегодня в мире не существует какой-либо специальной технологии извлечения ЭПГ из руд месторождений различного генезиса. На Норильском комбинате и других аналогичных предприятиях в мире ЭПГ извлекаются попутно, при рафинировании меди и никеля; на Навоийском горно-металлургическом комбинате, перерабатывающем руды месторождения Мурунтау, количество добываемых ЭПГ составляет от 0,5 до 1% от объема золота; часть ЭПГ получают из отходов аффинажа. Поэтому представляет определенный интерес введенный в строй действующих Колымский аффинажный завод, где платиноиды могут накапливаться в различных шламах и осадках при обработке золотых концентратов из Наталкинского и других месторождений подобного типа.

Не исключено, что при действующей на ЗИФ им. Матросова технологической схеме платиноиды могут накапливаться в каких-либо «экзотических» осадках. Например, повышенные содержания платиноидов установлены нами, как уже указывалось, в пенном концентрате органического вещества, а также в осадке оборотной воды.

Таким образом, в данной работе обозначены рубежи, которых авторы достигли, занимаясь проблемой платиноносности золоторудных месторождений, локализованных в черносланцевых толщах, и определены направления дальнейших исследований. Очевидно, что эта работа выходит за рамки фундаментальной и имеет ярко выраженный прикладной характер. Для ее успешного решения необходимо проведение целенаправленных, систематических исследований по всем трем рассмотренным направлениям.

Основные выводы, которые можно сделать по результатам геохимического изучения Наталкинского месторождения, следующие:

1. Элементами-индикаторами оруденения на месторождении являются золото, вольфрам, мышьяк, отчасти сурьма. Барий - показатель развития процессов выноса элементов из рудных зон.
2. Ореолы сурьмы, бария, отчасти висмута и серебра, несмотря на высокую контрастность, подчеркивают выявленные ранее методами структурно-геологического и минералогического картирования особенности строения и элементы зональности месторождения.

3. Основными структурами, контролирующими оруденение, являются Главный разлом (на юго-востоке) и субпараллельные ему зоны дробления и трещиноватости на северо-востоке. Ореолы золота, мышьяка, вольфрама четко ограничены этими структурами. На распределение оруденения значительное влияние оказывает литологический состав вмещающих осадочных пород - диамиктитов (атканская свита) и крупнозернистых песчаников и гравелитов (омчакская свита).

4. Основными структурными элементами, определяющими распространение ореолов и влияющими на локализацию богатого оруденения, являются:

Главный разлом на юго-западном фланге и субпараллельные ему зоны дробления и трещиноватости (р. з. «Майская», «Участковая») на северо-восточном фланге;

литологически разнородные пачки осадочных пород - диамиктиты атканской свиты и прослои гравелитов в омчакской свите, а также зоны их контактов с выше- и нижележащими осадочными породами.

5. Выделены два типа руд («ядро» и «оболочка») и окаймляющая их богатая ореольная зона. Третий тип руд в значительной мере отличается от первого и второго и является, по-видимому, результатом переотложения первых двух.

6. Золотой потенциал месторождения оценен тремя различными способами, причем во всех случаях получены сходные результаты. Расчеты показывают, что в недрах месторождения в интервале от дневной поверхности и до горизонта 200 м (без учета отработанных объемов руд) количество золота составляет от 1400 до 1800 т при бортовом ограничении 1 г/т.

7. Платиноносность месторождения оценена только геохимическими методами. Минералы-концентраты элементов платиновой группы на месторождении не установлены. Представляется необходимым дальнейшее целенаправленное минералого-геохимическое изучение руд месторождения и прежде всего их органической составляющей с акцентом на элементы платиновой группы.

ГЛАВА 6. ГЕОХИМИЯ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ РУД И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НАТАЛКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Применение изотопных методов исследований многие специалисты признают наиболее эффективным при решении вопроса об источнике рудного и нерудного вещества месторождений полезных ископаемых. На Наталкинском месторождении почти за 60-летнюю историю его изучения и освоения проведены два комплекса изотопных исследований с близкими целями и задачами, но с несколько отличающимися способами их достижения и решения. Первый комплекс исследований был проведен в 1983-1986 гг. сотрудниками Кавказского института минерального сырья (КИМС) им. А. А. Твалчрелидзе (г. Тбилиси) Д. В. Аревадзе и В. З. Ярошевичем при участии В. И. Гончарова. Второй выполнен в лаборатории геологии рудных месторождений СВКНИИ ДВО РАН в 1996-2000 гг. (отв. исполнитель С. В. Ворошин).

Прежде чем делать какие-либо выводы по результатам изотопных исследований серы сульфидов Наталкинское месторождения, рассмотрим некоторые теоретические предпосылки возможности использовать результаты исследования процессов изотопного фракционирования серы, углерода, кислорода и водорода в природных обстановках в целях определения источников вещества и генезиса месторождений (табл. 6.1).

Изотопия серы и рудообразование. Известно, что основными источниками серы рудных месторождений являются глубинные мантийные (или нижнекоровые) расплавы, вмещающие породы (осадочные или магматические), океанская вода и выпавшие из нее в результате пересыщения химические соединения, обогащенные серой (типа эвапоритов). По мнению Р. Рай и Х. Омото [1977], решение вопроса о происхождении серы должно быть основано на результатах предельно точного определения $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$, характеризующего изотопное состояние серы всех сосуществующих минеральных форм, в строении которых она принимает участие. Величина $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ может сильно отличаться от значений $\delta^{34}\text{S}$, характеризующих отдельные минералы или их ассоциации.

Многочисленные данные о результатах изотопного изучения серы рудных месторождений привели исследователей к выводу о невозможности получить достаточно корректную информацию относительно их генезиса. Этот вывод справедлив и для месторождений Северо-Востока России. Иногда сульфиды несомненно однотипных по генезису месторождений (например, золоторудных Наталкинское, Майское и Совино) существенно различаются по изотопному составу серы. Вместе с тем сульфиды месторождений, явно непохожих по условиям формирования (Наталкинское золоторудное и Дукатское сереброрудное), характеризуются близким изотопным составом серы (рис. 6.1).

Некоторые авторы [Йенсен, 1970] при интерпретации данных по изотопии серы полагали, что узкий интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ является свидетельством магматического происхождения серы, а широкий указывает на ее биогенный генезис. Другие же [Рай, Омото, 1977] считают, что сера магматических сульфидов может характеризоваться и широким интервалом $\delta^{34}\text{S}$ (месторождение Могул, Ирландия -35 ... +5‰), в то время как для сульфидов месторождения Куроко (Япония), кристаллизовавшихся в морской воде, значения $\delta^{34}\text{S}$ находятся в пределах 0‰. Р. Рай и Х. Омото пришли к выводу о том, что величины $\delta^{34}\text{S}$ не позволяют напрямую судить об источнике вещества. Они могут быть использованы в геотермометрии, основанной на изотопах серы одновременно и равновесно кристаллизующихся минеральных пар типа пирит - галенит, сфалерит - галенит, а также совместно с другими геохимическими данными могут свидетельствовать об интенсивности и времени нарушения изотопного равновесия между соединениями серы в зависимости от температуры, характера окислительно-восстановительных реакций, кислотности-щелочности среды и фугитивности кислорода в ней.

Проблема источника серы рудных месторождений, по мнению этих же исследователей, может обсуждаться только на основе расчета изотопного состава общей серы $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ в гидротермальном растворе, из которого кристаллизуется близко равновесный комплекс сульфидных минералов. Сера месторождений, в которых $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ во флюидах близка к 0‰, вероятно, имеет магматический источник и включает серу силикатных расплавов и серу сульфидов изверженных пород. Если $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ во флюидах охватывают интервал значений этого параметра, свойственного сульфатам морского происхождения (примерно +17 ... +30‰), то источником серы в этих месторождениях, по-видимому, является океанская вода или же вы-

Изотопный состав вещества геологических сред (наиболее распространенные значения, ‰)
 [Тугаринов, 1973; Рай, Омото, 1977; Тейлор, 1977; Омото, Рай, 1977; Сакаи, Мацубая, 1977; Хью, Тейлор мл., 1982; Омото, Рай, 1982; Фор, 1989]

Геологическая среда	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	δD	Примечания
1	2	3	4	5	6
Каменные метеориты	0	-25	+6,4		
Железные метеориты	0	-22			
Атмосферный воздух	+5	-7	$(\delta\text{D} - 10)/8$	$8\delta^{18}\text{O} + 10$	Для CO_2 воздуха
Метеорные воды	+11		-7	-35... -175	
Океанские воды	+20	-2	0	0	
Геотермальные воды			+1... +15	$8\delta^{18}\text{O} + 10$	Чем выше температура, тем значительнее положительный сдвиг $\delta^{18}\text{O}$
Седиментогенные воды (поровые рассолы нефтяных месторождений)			-17... +8	-130... +17	δD возрастает с увеличением солености и содержания $\delta^{18}\text{O}$ и уменьшается по мере продвижения к высоким широтам
Метаморфические воды (поровые)	+3... +30		+5... +25	-20... -65	
Метаморфические породы		-5,5	+5... +35		
Метаморфизованные породы			+5... +13		
Метаморфические биотиты, роговые обманки				-35... -85	
Магматические воды		-7	+5,5... +9	-40... -80	$\delta^{13}\text{C}$ для CO_2
Магмы базальтов	-1... +2	-22,7	+5,9	-60	
Карбонатиты		-5 ± 2			
Магмы гранитные	-3... +3	+2... -10	+5,5... +10	-50... 85	
Флюиды гранитных магм	+3... +7				
Осадочные породы	+6 \pm 2,3	-5	+12... +36	-20... -65	Органический углерод
Уголь	-30... +24	-22... -27			
Нефть		-25... -35			
Графит		-7			
Морские известняки		0 \pm 4	$\approx +30$	-20... -65	
Пресноводные известняки		-2... -10			
Осадочные сульфиды	+10... +30				
Гидротермальные сульфиды:					Значения $\delta^{34}\text{S}$ смещаются в сторону положительных значений от ранних стадий формирования месторождений к поздним
пирит	-8,7... +12				
арсенипирит	-3,9... -8,0				
галенит	-9,7... 19				
сфалерит	-4... +8				
антимонит	-13,8... 7,9				

	1	2	3	4	5	6
Метаморфогенные силикаты:						
биотит					-68... -77	
хлорит					-62... 69	
мусковит					-49... 54	
Флюиды месторождений:						
меднопорфировых		-3... +9			-90... 140	δD ранних стадий магматического, а поздних метеорного происхождения
колчеданных		-3... +15		-1,6... -0,3	-18... -26	Данные для руд месторождения Куроко
жильных		0	-2... -7	+8	-30... -40	
метасоматических			-6... -9			
метаморфогенных			-5... -10			
ранних карбонатов			-5... +12			
поздних карбонатов						Значения $\delta^{13}C$ увеличиваются к поздним стадиям рудогенеза

павшие из нее и обогащенные серой хемогенные осадки типа эвапоритов. Промежуточные величины $\delta^{34}S_{ES}$, вероятно, свидетельствуют о заимствовании серы из рассеянных сульфидов метаморфизованных вмещающих пород. Что касается месторождений, локализованных в этих породах (генетически или парагенетически с ними связанных), то результаты изотопных исследований продуктов метаморфогенного минералообразования позволили Р. Раю и Х. Омото высказать мнение, что в результате процессов метаморфизма осадочных толщ в общем сохраняется пространственное распределение изотопов серы, свойственное продуктам первичного осадкообразования.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что при разбросе значений $\delta^{34}S$, характеризующих отдельные минеральные фазы, от -35 до +28‰ изотопный состав общей серы (суммированные результаты расчета $\delta^{34}S_{ES}$ для флюидов) месторождений любого генетического типа, по Р. Раю и Х. Омото, характеризуется только положительными значениями $\delta^{34}S$. Следовательно, прямое использование результатов определения $\delta^{34}S$, обычно укладываемых в интервал от высоких отрицательных до положительных значений, для вывода об источнике серы и генезисе рудного месторождения не приемлемо. Интерпретация этих данных, в случае если они не укладываются в разработанную по геологическим данным генетическую схему, с попыткой объяснить причины нарушения изотопного равновесия в системе с позиций изменения химизма среды рудообразования (температуры, Eh, pH, концентрации кислорода и общей серы в растворах), как правило, малоубедительны, поскольку включают в рассуждения массу допущений.

Изотопия углерода карбонатов и органических веществ при рудообразовании. Теоретические основы использования данных по изотопному составу углерода при изучении гидротермальных рудных месторождений аналогичны принципам применения сведений по изотопному составу серы. Изотопы углерода, как и серы, распределяются между окисленными и восстановленными формами углерода, а их количественные соотношения зависят от температуры, кислотности-щелочности и фугитивности кислорода в растворах [Ohmoto, 1972], т.е. величины $\delta^{13}C$ углеродсодержащих минералов, так же как и серы, контролируются физико-химическими параметрами минералообразующих растворов. Максимально объективную оценку данных по изотопному составу углерода можно сделать только при условии их совместной интерпретации с результатами геологических, минералогических и геохимических исследований.

Распределение изотопов углерода между такими сосуществующими минералами, как графит и карбонаты, можно использовать в качестве геотермометра

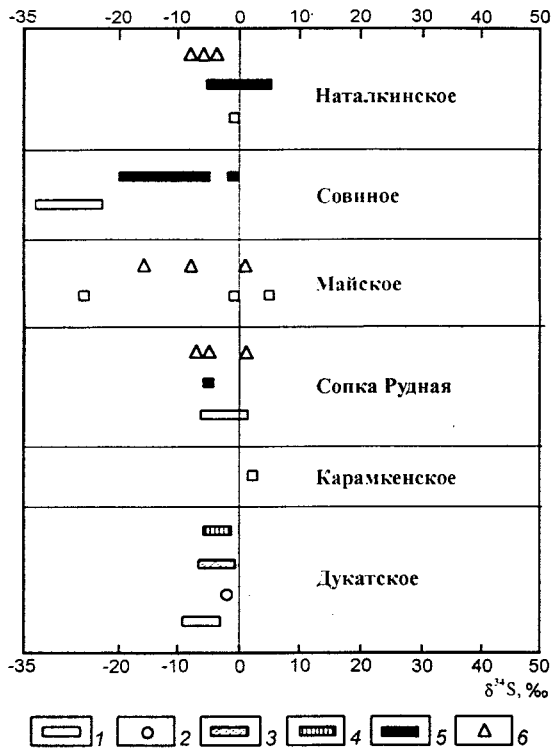


Рис. 6.1. Вариации изотопного состава серы сульфидов на месторождениях Северо-Востока России [Аревадзе, Ярошевич, 1986 г.; Гончаров, Волков, 2000]: 1 - пирит, 2 - халькопирит, 3 - сфалерит, 4 - галенит, 5 - арсенопирит, 6 - антимонит

Кроме того, в гидротермальных системах (Наталкинское, Совинное, Майское, Сопка Рудная, Карамкенское, Лукатское) [Bottinga, 1969], между его растворенными формами (CO_2 , CH_4 , HCO_3^- и др.) - как температурный индикатор состояния гидротермальных систем [Hulston, McCabe, 1962].

Поскольку отложение минеральных фаз (карбонатов или сульфидов) из гидротерм может быть связано с процессом растворения вмещающих пород (известняков или карбонатизированных толщ), то в рудообразующих растворах, по мнению Р. Рая и Х. Омото [1977], происходит возрастание $\delta^{13}\text{C}_{\text{CC}}$, и, следовательно, изотопный состав углерода поздних карбонатообразующих флюидов по сравнению с ранними должен быть утяжеленным (см. табл. 6.1). Достоверный же изотопный состав углерода рудоносных растворов может быть установлен при условии определения $\delta^{13}\text{C}$ общего углерода флюидных включений (обычно в форме CO_2), которая, как правило, находится в интервале от -4 до -12‰.

Гидротермальные карбонаты крайне инертны в части изотопного обмена углерода, а $\delta^{13}\text{C}$ в них стабильны вследствие процесса кристаллизации карбонатов. Изотопный обмен углерода и кислорода в карбонатах в ходе их перекристаллизации происходит лишь в условиях высокой пористости пород, обеспечивающей поступление обогащенных углекислотой гидротермальных растворов [Pinckney, Rye, 1972].

Комплексное исследование изотопов серы и углерода часто дает возможность определить значения pH, фугитивности кислорода и серы, температуры и общих содержаний углерода и серы [Рай, Омото, 1977].

В гидротермальных рудных месторождениях углерод обычно входит в состав органических соединений во вмещающих осадочных толщах, графита в метаморфических и изверженных породах, а также карбонатов. Карбонатная форма присутствия углерода обычно преобладает. В составе флюидов карбонатообразующих растворов обязательно присутствие различных окисленных форм углерода - CO_2 , H_2CO_3 , HCO_3^- и CO^{2-} . Окисленные формы углерода могут быть как магматического, так и осадочного (результат выщелачивания первичных карбонатов вмещающих толщ) происхождения, с чем связано проявление в системе углерода с различным изотопным составом. Высокие показатели коэффициентов изотопного фракционирования между окисленными (CO_2 и др.) и восстановленными (CH_4) формами углерода, а также влияние физико-химических параметров растворов (Т, Р, pH и др.) являются основными причинами изменения изотопного состава углерода.

По данным Х. Омото и Р. Рая [1982], значение $\delta^{13}\text{C} = -5 \pm 2\%$, рассчитанное по результатам изотопного анализа углерода в карбонатах и алмазах в кимберлитах, принято в качестве эталонного $\delta^{13}\text{C}$ углерода в магмах мантийного происхождения (см. табл. 6.1). Среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ осадочных и метаморфических пород примерно равно -5,5‰. Значения $\delta^{13}\text{C}$ углерода в кислых, основных и ультраосновных изверженных породах изменяются в значительно более широких пределах, чем в карбонатах. Величины $\delta^{13}\text{C}$ окисленных форм углерода (в карбонатах магматического происхождения) обычно составляют интервал от +2 до -10‰, а восстановленных (графит) - от -15 до -30‰. Несмотря на такой разброс, среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ углерода изверженных коровых пород будет отличаться от среднего значения $\delta^{13}\text{C}$ осадочных и метаморфических пород не более чем на $\pm 1,5\%$. На основании приведенных данных исследователи делают вывод о том, что расплавы, образующиеся путем плавления средних мантийных, осадочных и коровых пород, будут иметь $\delta^{13}\text{C}$ около -5‰.

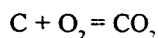
В процессе охлаждения магматических флюидных систем часть CO_2 может быть превращена в CH_4 . Соотношение этих компонентов во флюидах зависит от температуры, давления и фугитивности кислорода. Уравнение материального баланса изотопов углерода во флюиде имеет следующий вид [Омото, Рай, 1982]:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = \delta^{13}\text{C}_{\text{флюида}} - \Delta_{\text{CH}_4} \cdot \left(\frac{1}{1+R} \right),$$

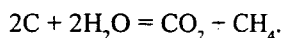
где R - молярное отношение CO_2/CH_4 .

С понижением фугитивности кислорода и уменьшением величины отношения CO_2/CH_4 значения $\delta^{13}\text{C}$ окисленных форм углерода во флюидах возрастают и магматические флюиды с $\delta^{13}\text{C} = -5\%$ могут привести к образованию кальцита со значениями $\delta^{13}\text{C}$ вплоть до $+20\%$. Даже небольшие изменения CO_2/CH_4 вызывают значительные флуктуации $\delta^{13}\text{C}$ отлагающихся карбонатов.

Восстановленные формы углерода могут являться источниками углерода гидротермальных растворов в основном вследствие процессов окисления:



и гидролиза



Роль первого наиболее важна для поверхностных обстановок. Оба процесса имеют большое значение для условий высокотемпературного метаморфизма. По мнению Х. Омото и Р. Рай [1982], изотопный состав углерода CO_2 , образующегося в результате реакций гидролиза при температурах от 350 до 600°C , на $3-12\%$ тяжелее изотопного состава углерода графита и его $\delta^{13}\text{C}$ зависит от полноты превращения графита и степени достижения равновесного изотопного обмена между сохранившимся графитом и образованной CO_2 .

Из приведенного видно, что проявление окислительно-восстановительных реакций и реакций гидролиза может приводить к значительным колебаниям величин $\delta^{13}\text{C}$ гидротермальных растворов, хотя, как показали Х. Омото и Р. Рай [1982], наиболее вероятны значения ниже -10% .

Анализируя данные по изотопному составу углерода гидротермальных рудных месторождений, Р. Рай и Х. Омото [1977] обратили внимание на то, что на многих месторождениях отчетливо видна тенденция увеличения значений $\delta^{13}\text{C}$ углерода карбонатов от ранних к поздним стадиям рудоотложения. По их мнению, причинами этого явления могут быть снижение температуры растворов, уменьшение CO_2/CH_4 во флюидах, наконец, увеличение объемов поступления CO_2 из других источников. Значения $\delta^{13}\text{C}$ от -5 до -10% для углерода карбонатов ранних стадий минералообразования не позволяют сколь-нибудь уверенно судить об источнике углерода, поскольку эти величины могут быть следствием различных причин, в том числе и деятельности магматических (мантийных) источников.

Основная часть карбонатов осадочного (морского) происхождения независимо от их возраста обладает постоянными значениями $\delta^{13}\text{C}$ от 0 до $\pm 4\%$ [Омото, Рай, 1982]. Растворенные формы карбонатов, а также сами карбонаты пресноводных бассейнов характеризуются несколько более облегченным изотопным составом углерода со значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -2 до -10% . Это следствие смешанного характера углерода пресноводных бассейнов за счет как атмосферной CO_2 , так и CO_2 и гидрокарбонат-иона, сформированного при окислении органического углерода. Карбонаты осадочного происхождения становятся источником CO_2 рудных флюидов либо в результате реакций растворения, которые в поверхностных условиях должны привести к образованию HCO_3^- , а в эндогенных при высоких температурах - к CO_2 , либо реакций декарбонатизации (например, перехода доломита в процессе окварцевания в тальк, кальцит и CO_2). Процессы декарбонатизации могут сопровождаться обогащением CO_2 изотопом ^{13}C .

Изотопный состав углерода карбонатов, отлагающихся в низкотемпературных поверхностных (континентальных) условиях в ходе генерации углекислого газа и метана анаэробными бактериями из органического вещества, характеризуется широкими бессистемно изменяющимися $\delta^{13}\text{C}$, располагающимися и в области высоких отрицательных значений этого параметра. Сильно восстановительные условия рудообразования являются причиной крайне низких положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов. Основной причиной широких интервалов колебаний изотопного состава углерода в карбонатах такого типа является изменение фугитивности кислорода среды отложения или же смешение органического углерода с углеродом глубинного происхождения [Rye, Rye, 1974].

Величина $\delta^{13}\text{C}$ атмосферной CO_2 около -7% . Образующиеся при фотосинтезе изотопы углерода занимают интервал $17-27\%$. Поэтому $\delta^{13}\text{C}$ растений обычно составляет от -24 до -34% [Hoefs, 1973]. Все органические компоненты в осадочных породах, а также уголь, нефть, графит характеризуются значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -10 до -35% при среднем значении около -25% [Омото, Рай, 1982].

Изотопный состав кислорода карбонатов и кварца, а также водорода флюидных включений. Все компоненты, входящие в состав рудоносных растворов, содержат важную информацию о физико-химических условиях развития гидротермальных систем и формировании месторождений полезных ископаемых. Вместе с тем, сведения об источнике воды, которая обеспечивает миграцию и отложение рудного вещества, могут быть получены лишь путем изучения изотопного состава кислорода кислород-содержащих минералов и водорода природных вод различного происхождения, в том числе и находящихся в минералах в виде включений.

В качестве индикаторов происхождения и характера эволюции воды в гидротермальных растворах используются отношения изотопов D/H и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Диапазон отношений D/H в естественных минеральных и флюидных системах значительно шире, чем $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Важными характеристиками веществ (например, А и В) при их изотопном исследовании являются коэффициент разделения изотопов между двумя химическими соединениями (α) и разница (Δ) в содержаниях изотопов водорода или кислорода в этих соединениях. Равновесное фракционирование изотопов кислорода и водорода в основном зависит от температуры и состава растворов.

Экспериментальные исследования, проведенные Т. Сузуоки и С. Эпштейном [Suzuoki, Epstein, 1976] показали, что степень фракционирования изотопов водорода (D/H) между силикатами в основном зависит от содержания Mg, Al и Fe в этих минералах. Вода является концентратором дейтерия по отношению ко всем гидроксилсодержащим минералам. Наконец, минералы, богатые Mg и Al, концентрируют дейтерий более интенсивно, чем минералы железа.

Изотопный состав метеорных вод, по Х. Крейгу [Craig, 1961], описывается линейным уравнением

$$\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \text{ (в ‰)},$$

поскольку конденсация воды в атмосфере представляет собой равновесный процесс и фракционирование изотопов водорода на D и H происходит пропорционально фракционированию изотопов кислорода на ^{18}O и ^{16}O . Степень фракционирования элементов при этом пропорциональна изменению температуры: с понижением ее она повышается, и наоборот.

Установленные вариации изотопного состава кислорода и водорода в горячей воде различных геотермальных районов свидетельствуют о ее практически полном поверхностном происхождении. При этом для горячих вод характерен сдвиг изотопного состава кислорода в сторону высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ (более +5,5‰), поскольку $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ контролируется процессами изотопного обмена между горячими водами и минералами вмещающих пород. Отношение D/H такими процессами не контролируется и поэтому сохраняется идентичным изотопному составу водорода местных метеорных вод или наблюдается некоторое обогащение водорода горячих вод дейтерием.

Изотопный состав современной океанской воды исключительно однороден со значениями $\delta^{18}\text{O}$ и δD , равными 0. Некоторое отклонение этих значений в область положительных значений δ , по данным П. Хью и Х. Тейлора мл. [1982], наблюдается лишь для относительно прогретых вод с повышенной соленостью (например, в Красном море $\delta^{18}\text{O} = +2\text{‰}$, $\delta D = +11\text{‰}$), в область отрицательных значений - в акваториях с относительно разбавленными водами (в районах Арктики и Антарктиды $\delta^{18}\text{O} = -1\text{‰}$, $\delta D = -11\text{‰}$). Следовательно, можно принять интервал колебаний изотопного состава океанских вод $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = \pm 1\text{‰}$, а для D/H = $\pm 10\text{‰}$.

На основании палеотемпературных реконструкций по данным изучения карбонатных раковин сделано допущение о постоянстве изотопного состава океанской воды по крайней мере в течение последних 150 млн лет. Этот репер соответствует возрасту Наталкинского месторождения.

Изотопный состав кислорода и водорода поровых метаморфических вод может быть установлен только по флюидным включениям, пригодным для непосредственного измерения, или же (в большинстве случаев) расчетным путем для условий равновесного сосуществования воды с породами при температуре и давлении метаморфизма. Как показали Р. Клейтон и др. [Clayton et al., 1966], Б. Хитчон и И. Фридман [Hitchon, Friedman, 1969], Ай. Харака и др. [Kharaka et al., 1973], Дж. Даугиалло и Е. Тонгиорджи [Dowgiallo, Tongiorgi, 1972], воде, принимавшей участие в процессе регионального метаморфизма, свойственны ограниченные флуктуации изотопного состава водорода (δD от -20 до -65‰), но широкие колебания изотопных соотношений кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от +5 до +25‰). Низкотемпературные метаморфические воды обычно характеризуются высокими значениями δD и низкими $\delta^{18}\text{O}$. Для высокотемператур-

ных наблюдаются обратные соотношения в пределах указанных интервалов. Не исключено, что общий интервал вариаций изотопного состава водорода δD в метаморфических породах унаследован от первичных пород, поскольку пределы вариаций этого параметра в метаморфических породах близки к установленным для океанских осадочных и измененных эффузивных пород. Вместе с тем, нельзя исключать поступления в метаморфическую систему значительных количеств магматической воды, тем более, что значения изотопного состава водорода δD магматических и метаморфических вод весьма близки [Хью, Тейлор мл., 1982]. Что касается изотопного состава кислорода $\delta^{18}O$, то, согласно данным этих же исследователей, осадочные и магматические породы при метаморфизме в основном сохраняют свой первоначальный изотопный состав кислорода $\delta^{18}O$.

Большинство магматических пород (вулканических и плутонических) характеризуется изотопными составами кислорода и водорода в пределах $\delta^{18}O$ от +5,5 до +10‰ и δD от -50 до -85‰. Несмотря на близость значений изотопного состава кислорода $\delta^{18}O$ и водорода δD магматических и метаморфических вод, пределы колебаний «нормального» изотопного состава магматической воды значительно ниже, чем метаморфической (см. табл. 6.1). Тем не менее, понятие «первично-магматическая вода» в известной степени условно, поскольку нет никакой уверенности, что эти воды являются продуктами первоначальной неконтаминированной магмы [Там же]. По мнению П. Хью и Х. Тейлора мл., если магматическая (ювенильная) вода все же существует, то изотопный состав ее компонентов (и прежде всего, водорода) пока что еще не известен.

Внедрение магматических расплавов в осадочные толщи сопровождается их взаимодействием с циркулирующими подземными водами метеорного происхождения, что приводит к обеднению магматических пород изотопом $\delta^{18}O$ и соответствующему обогащению им вод, контактирующих с магмами. Подобный сдвиг в изотопном составе кислорода магматических пород является их характерным свойством, поскольку метеорно-гидротермальные конвективные системы распространены повсеместно и всегда сопровождают как малоглубинные, так и гипабиссальные магматические тела.

При изучении генезиса рудных месторождений особое внимание принято уделять исследованию вариаций изотопного состава водорода и кислорода в магмах, вовлеченных в процессы взаимодействия с метеорными водами, особенно в целях обнаружения расплавов, обедненных D и изотопом $\delta^{18}O$. Магматические камеры могут заимствовать метеорные воды из вмещающих пород и в дальнейшем генерировать большие количества бедных дейтерием магматогенных гидротермальных флюидов, являющихся потенциально рудообразующими растворами. Подобные месторождения, по мнению П. Хью и Х. Тейлора мл. [1982. С. 233], следует классифицировать «как гидротермально-магматические даже вопреки метеорному происхождению воды».

Результаты изотопного исследования руд и вмещающих пород. Достаточно полное и всестороннее (с точки зрения охвата различных по составу минеральных продуктов) изучение месторождения разнообразными методами изотопной геохимии выполнено Д. В. Аревадзе, В. З. Ярошевичем и отражено в их отчете «Условия образования и источник вещества некоторых золоторудных месторождений Северо-Востока СССР» за 1983-1986 гг. Работы выполнялись в рамках хозяйственной темы между СВКНИИ ДВНЦ АН СССР и КИМС МГ СССР. Исследования включали определение изотопного состава серы сульфидов, углерода кальцита, кислорода кальцита и кварца, а также водорода воды флюидных включений. Изотопные анализы серы сульфидов были проведены в изотопно-геохронологической лаборатории КИМС Грузинской ССР (Тбилиси), кислорода кварца - в масс-спектрометрической лаборатории ИГН АН Армянской ССР (Ереван), в отделе изотопных исследований ИЛС АН СССР (Москва), углерода и кислорода карбонатов, а также водорода воды флюидных включений - в секторе металлогении ИГФМ АН УССР (Киев).

Выделение элементов на изотопный анализ из минералов и подготовка проб осуществлялись по методикам, описанным в работах В. И. Устинова и В. А. Гриненко [1965], Ю. А. Борщевского и др. [1968], Ф. И. Березовского и др. [1984а, б], и усовершенствованным методикам А. П. Виноградова и В. И. Донцовой [1947] и М. Ш. Кавиладзе и др. [1982]. Воспроизводимость определений δD была не ниже $\pm 10\%$, а соотношений стабильных изотопов остальных элементов $\pm 0,5\%$.

Пробы на изотопный анализ отобраны из различных рудных тел и с разных горизонтов месторождения. Их характеристика приведена в табл. 6.2 - 6.5.

В 90-е гг. на месторождении группой сотрудников СВКНИИ и ЦНИГРИ был выполнен новый комплекс изотопных исследований, результаты которых были опубликованы в 2000 г. [Ворошин и др., 2000в]. Основное внимание при этом было уделено изучению изотопных характеристик углерода и кислорода карбонатов и кислорода кварца вмещающих пород и руд. Изучение изотопных характеристик наиболее распространенных минералов (карбонатов и кварца) регионально-метаморфизованных осадочных толщ, вмещающих основные золотоносные зоны, позволило существенно дополнить уже имевшиеся данные по изотопии месторождения и более обоснованно судить о его генезисе.

Отбор проб на изотопные исследования был проведен по схеме: «вмещающие породы вне месторождения - околорудные вмещающие породы - руды». Дополнительно были опробованы зоны разломов с интенсивно раздробленными и перематыми породами, в которых обычно отмечалась графитизация зеркал скольжения. Такой подход позволил наиболее полно проанализировать полученные результаты, определить вероятные источники рудного вещества и растворов, предложить механизмы мобилизации и транспортировки рудообразующих компонентов, с высокой степенью достоверности выявить причины осаждения органического вещества и карбонатов, прежде всего с точки зрения соответствия этих процессов характеру изменения изотопного состава входящих в их структуру компонентов. Отбор материала проводился таким образом, чтобы были охвачены все стратиграфические уровни и главные литологические разности пород рудного поля. Важнейшее условие пробоотбора - отсутствие гипергенных изменений. Поэтому в приповерхностной зоне окисления материал отбирался главным образом из искусственных обнажений, а в качестве визуального контроля служило наличие неокисленных сульфидов и отсутствие бурых охр. Всего было проанализировано 20 проб. Точки пробоотбора показаны на рисунках 6.2 - 6.4. Характеристика проб и результаты анализов отражены в табл. 6.6.

Содержание карбонатного и органического углерода определялись на СНН-анализаторе фирмы «Перкен-Элмер» с чувствительностью 0,01% (ЦНИГРИ, г. Москва). Изотопные исследования органического вещества и карбонатов выполнены Е. Д. Сынгаевским (ЦНИГРИ, г. Москва) по стандартным методикам [Методические... 1975] на приборе ММ-602Д фирмы «Майкромасс». Погрешность изотопных определений составила $\pm 0,1\%$.

Изотопный состав серы сульфидов месторождения. Изучены арсенопирит, пирит, антимонит, галенит и сфалерит, характеризующие руды и вмещающие породы Наталкинского месторождения. Большая часть образцов сульфидов отобрана из кварцево-жильного материала. Из 10 проанализированных образцов арсенопирита 4 выделены из сульфидизированных алевролитов околорудного обрамления и 6 из собственно рудных зон.

Полученные результаты показали, что вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов находятся в интервале от -7,6 до +4,6‰ (рис. 6.5). В целом сера наиболее распространенных сульфидов Наталкинского месторождения характеризуется малой дисперсией $\delta^{34}\text{S}$, отклоняющихся от средних значений обычно не более чем на 6‰.

Незначительные величины $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов Наталкинского месторождения лишь на первый взгляд могут быть восприняты как указание на магматический источник серы. Такие же параметры $\delta^{34}\text{S}$ могут быть следствием морского седиментогенного происхождения первичной серы. Поэтому выводы Д. В. Арвадзе и В. З. Ярошевича о глубинном источнике серы во флюидах и, следовательно, о магматогенной природе Наталкинского месторождения требуют подтверждения результатами изотопных исследований других участвующих в минералообразовании компонентов - углерода, водорода и кислорода.

Изотопный состав углерода карбонатных минералов и вмещающих пород. Рассмотренные ранее принципиальные положения в части интерпретации изотопных исследований углерода в карбонатах и флюидах гидротермальных рудных месторождений и во вмещающих их породах позволяют с позиций изотопной геохимии подойти к оценке физико-химических условий формирования золотого оруденения Наталкинского месторождения.

Изотопный состав углерода вмещающих осадочных пород. Изотопный состав углерода карбонатов, осажденных из морской воды, существенно не зависит от возраста их образования и характеризуется значениями $\delta^{13}\text{C}$, близкими к нулю ($0 \pm 4\%$) [Омото, Рай, 1982; Фейцер, 1987]. Максимальное количество анализов карбонатной составляющей пород находится в области невысоких отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 6.6). Причем сюда попадают неминерализованные породы, тектониты и руды. Можно предположить, что в этом случае сохраняется первичное карбонатное вещество или состав

Размещение рудных зон и характеристика проб, отобранных на изотопные исследования на Наталкинском месторождении
[Д. В. Аревадзе, В. З. Ярошевич, 1986 г.]

№ п/п	Образец	Разрез	Горизонт, м	Характеристика рудных зон
1	K72	69	835	Уч-к Северо-Западный. Зона смятия и прожилкования. Кварцевые прожилки содержат обломки пород и мелкую вкрапленность пирита и арсенопирита. Вмещающие породы насыщены мелкой вкрапленностью пирита и арсенопирита. Метасоматиты и сульфиды золотоносны. Размеры кристаллов пирита увеличиваются по мере приближения к зальбандам кварцевых прожилков
2	K73	72	815	Уч-к Северо-Западный. Зона смятия и прожилкования. В сильно измененных сланцах с тонкими прожилками кварца присутствуют многочисленные, вытянутые по сланцеватости пород мелкие гнезда кальцита, кварца и мелкозернистого пирита. Пирит встречается также в породе в виде мелкой кристаллической вкрапленности
3	K76	67	800	Уч-к Северо-Западный. Р. з. 6-25. Дайка спессартита мощностью около 4 м, с прожилками кварца и вкрапленностью пирита и арсенопирита
4	K78	20	650	Центральная часть месторождения. Р. з. «Майская». Сильно окварцованная дайка спессартита мощностью более 1,5 м, с аз. простирания 65°. В участках интенсивного окварцевания распространены скопления кубических кристаллов пирита
5	K79			Центральная часть месторождения. Р. з. «Майская». Кварцевая жила с аз. простирания 65°. Во вмещающих сланцах развита густая вкрапленность арсенопирита
6	K81	20	650	Центральная часть месторождения. Р. з. «Майская». Прожилки кварца, мощностью до 1 см, содержащие вкрапленность пирита и арсенопирита
7	K82	20	650	Центральная часть месторождения. Р. з. «Майская». Окварцованные сланцы с вкрапленностью пирита, арсенопирита и золота
8	K83	40	650	Уч-к Северо-Западный. Жила № 11. Брекчированные сланцы, сцементированные сливным кварцем с редкой вкрапленностью пирита и арсенопирита. Обломки пород интенсивно окварцованы и содержат вкрапленность пирита, арсенопирита и иногда золота. Максимальная густота вкрапленной минерализации наблюдается во вмещающих породах вдоль контакта с кварцевыми жилами и прожилками
9	K84	40	650	Уч-к Северо-Западный. Жила № 11. Образец, аналогичный K83
10	K85	40	650	То же
11	K86	17	650	Центральная часть месторождения. Р. з. 3. Мощная кварцевая жила
12	K89			Центральная часть месторождения. Р. з. 3. Серия кварцевых жил мощностью до 0,5 м (общая мощность зоны около 30 м) в сильноизмененных глинистых сланцах. Кварц в жилах кристаллический, сахаровидный
13	K93			Уч-к Северо-Западный. Р. з. 42. Кварцевая золотоносная жила мощностью около 40 см с редкой вкрапленностью арсенопирита. Арсенопирит встречается также и во вмещающих сланцах
14	K94			Центральная часть месторождения. Р. з. 3. Кварцевая жила с вкрапленностью самородного золота
15	K96	79		Центральная часть месторождения. Р. з. 3, блок 12. Прожилки кварца и гнезда кальцита в сланцах, содержащих вкрапленность пирита и арсенопирита

Окончание табл. 6.2

№ п/п	Образец	Разрез	Горизонт, м	Характеристика рудных зон
16	K97	79		Центральная часть месторождения. Р. з. 3, блок 12. Кварцевая жила мощностью около 30 см с вкрапленностью арсенопирита и самородного золота
17	K98	91	730	Уч-к Юго-Восточный. Гидротермально измененная дайка спессартитов с вкрапленностью сульфидов
18	K99		730	Уч-к Юго-Восточный. Монокварцит из эндоконтакта дайки спессартита
19	K100		700	Уч-к Юго-Восточный. Гидротермально измененная дайка спессартитов мощностью около 3 м
20	K101		700	Уч-к Юго-Восточный. Линза сливного кварца в висячем контакте дайки спессартитов. Линза прослеживается более чем на 10 м при мощности до 0,7 м. Она содержит гнезда антимонита и редкую вкрапленность золота. По поздним трещинам в кварце развивается мелкозернистый кальцит
21	K102	86	700	Уч-к Юго-Восточный, р. з. «Участковая». Зона дробления мощностью до 12 м, выполненная сливным кварцем с редкой вкрапленностью пирита и золота
22	K103	86	700	Уч-к Юго-Восточный, р. з. «Участковая». Гидротермально измененные алевролиты с вкрапленностью сульфидов в эндоконтактовой зоне дайки спессартитов
23	K104	82	700	Уч-к Юго-Восточный, р. з. «Участковая». Кварцевая жила мощностью около 0,6 м
24	K105	83	700	Уч-к Юго-Восточный, р. з. «Участковая». Глинистые сланцы с вкрапленностью пирита и арсенопирита и тонкими прожилками сливного кварца
25	K107	39	700	Центральная часть месторождения. Обходной ствол шт. «Капитальная», р. з. 3. Глинистые сланцы с вкрапленностью и тонкими прожилками пирита и арсенопирита. Реже в породе наблюдаются прожилки и гнезда кварцевого, кварц-пиритового и кальцит-кварцевого состава
26	K108	39	700	Центральная часть месторождения. Обходной ствол шт. «Капитальная», р. з. 3. Мономинеральная кварцевая жила мощностью около 0,25 м
27	K109	39	700	Центральная часть месторождения. Обходной ствол шт. «Капитальная», р. з. «Майская». Окварцованные глинистые сланцы с тонкими кварцевыми прожилками и вкрапленностью пирита и арсенопирита
28	K110	39	700	Центральная часть месторождения. Р. з. «Майская». Обходной ствол шт. «Капитальная». Окварцованные глинистые сланцы с вкрапленностью пирита и арсенопирита
29	K111	39	700	Центральная часть месторождения. Р. з. «Майская». Обходной ствол шт. «Капитальная». Кварцевая жила мощностью до 2 м
30	K112	39		Центральная часть месторождения. Р. з. 3. Жила мономинерального кристаллического кальцита, секущая окварцованные сланцы с гнездами, выполненными антимонитом
31	K113	17		Центральная часть месторождения. Р. з. 3. Брекчированные сланцы, цементированные золотоносным сливным кварцем, содержащим густую вкрапленность пирита и арсенопирита
32	K114	40		Уч-к Северо-Западный. Р. з. 11. Образец, аналогичный K113

Таблица 6.3

**Изотопный состав сульфидной серы ($\delta^{34}\text{S}$, ‰) образцов руд
Наталкинского месторождения [Аревадзе, Ярошевич, 1986 г.]**

Образец	Пирит	Арсенопирит	Антимонит	Характеристика мест отбора образцов
К 72	-	+4,6 ± 0,2	-	Зона смятия и кварцевого прожилкования с мелкой вкрапленностью пирита и арсенопирита
К 73	-1,2	-	-	Интенсивно измененные алевролиты с прожилками кварц-кальцит-пиритового состава
К 79	-	-2,7	-	Околорудные измененные алевролиты с обильной вкрапленностью арсенопирита
К 85	-	-3,8	-	Брекчированные алевролиты, сцементированные кварцем с вкрапленностью пирита и арсенопирита
	-	+0,8	-	
К 101	-	-	-4,9	Линза кварца с мелкими гнездами антимонита висячем борту дайки спессартитов
К 105	-	-0,3	-	Алевролиты с вкрапленностью пирита и арсенопирита и прожилками кварца
К 107	-	-1,3	-	Алевролиты с вкрапленностью и тонкими прожилками пирита и арсенопирита
К 109	-	-3,7	-	Окварцованные алевролиты с кварцевыми прожилками и вкрапленностью пирита и арсенопирита
К 112	-	-	-7,6	Жила кальцита в окварцованных сланцах с гнездами антимонита
К 113	-	-3,5 ± 0,2	-	Брекчированные алевролиты, сцементированные кварцем, пиритом и арсенопиритом
К 113	-	-5,6	-	
К 114	-	-4,0	-	

Примечание. Привязка образцов к рудным зонам и горизонтам месторождения приведена в табл. 6.2. Знак «-» - минерал отсутствует или изотопный состав серы минерала не изучался.

Таблица 6.4

**$\delta^{18}\text{O}$ кислорода в кварце и кальците Наталкинского месторождения и оценка $\delta^{18}\text{O}$
воды флюидов включений [Аревадзе, Ярошевич, 1986 г.]**

Образец	Температура кристаллизации, °C max		$\delta^{18}\text{O}$, ‰			
	образца	ассоциации	Кварц	Кальцит	Вода включений	Флюиды (расчет)
К 72	-	385	+12,2 ± 0,2	-	-	+7,4
К85	385	385	+13,6 ± 0,1	-	+ 8,8	+8,8
К89	-	385	+12,7 ± 0,2	-	-	+7,9
К 93	315	385	+12,0 ± 0,1	-	+5,2	+7,2
К 101	-	335	+ 9,3 ± 0,2	-	-	+3,1
К102	-	300	+12,3 ± 0,1	-	-	+4,9
К 112	120	230	-	+ 5,4 ± 2,3	- 9,7	-2,7

Примечание. Расчеты выполнены с использованием номограммы [Соботович и др., 1982]. Знак «-» - определение величины $\delta^{18}\text{O}$ не проводилось.

Таблица 6.5

Изотопия руд Наталкинского месторождения, ‰ [Аревадзе, Ярошевич, 1986 г.]

№ п/п	Образец	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	δD воды включений	Характеристика рудных зон в местах отбора проб
1	K72	Арсенопирит Кварц Флюид	$+4,6 \pm 0,2$		$+12 \pm 0,2$ $+7,4^*$	-172	Уч-к Северо-Западный. Горизонт 835. Разрез 69. Зона смятия и прожилкования. Измененные алевролиты и кварцевые прожилки с вкрапленностью пирита и арсенопирита
2	K73	Пирит	-1,2				Уч-к Северо-Западный. Горизонт 815. Разрез 72. Зона смятия и прожилкования. Сильно измененные алевролиты с прожилками кварца, гнездами кальцита и пирита. Пирит встречается также в виде вкрапленности в породе
3	K79	Арсенопирит Кварц	-2,7			-128	Центральная часть месторождения. Р. з. «Майская». Кварцевая жила. Во вмещающих алевролитах вкрапленность арсенопирита
4	K85	Арсенопирит Кварц Вода включ.	-3,8		$+13,6 \pm 0,1$ $+8,8$ $+8,8^*$		Уч-к Северо-Западный. Горизонт 650. Разрез 40. Жила № 11. Образец, аналогичный К 83
5	K89	Кварц Вода включ.			$+12,7 \pm 0,2$ $+7,9^*$		Центральная часть месторождения. Р. з. 3. Кварцевые жилы в сильноизмененных алевролитах. Кварц в жилах кристаллический, сахаровидный
6	K93	Кварц Вода включ. Флюид			$+12,0 \pm 0,1$ $+5,2$ $+7,2^*$	-178	Уч-к Северо-Западный. Р. з. 42. Кварцевая золотоносная жила с редкой вкрапленностью арсенопирита. Арсенопирит встречается и во вмещающих алевролитах
7	K101	Антимонит Кварц Флюид	-4,9		$+9,3 \pm 0,2$ $+3,1^*$	-191	Уч-к Юго-Восточный. Горизонт 700. Кварц висячем контакте дайки спессартитов с гнездами антимонита и вкрапленностью золота
8	K102	Кварц Флюид			$+12,3 \pm 0,1$ $+4,9^*$		Уч-к Юго-Восточный. Горизонт 700. Разрез 86. Р. з. «Участковая». Зона дробления, выполненная сливным кварцем с редкой вкрапленностью пирита и золота
9	K105	Арсенопирит Антимонит	-0,3 -4,9				Уч-к Юго-Восточный. Гор. 700. Разрез 83. Р. з. «Участковая». Алевролиты с вкрапленностью пирита и арсенопирита, тонкими прожилками кварца и редкими выделениями антимонита
10	K107	Арсенопирит	-1,3				Центральная часть месторождения. Горизонт 700. Разрез 39. Р. з. 3. Алевролиты с вкрапленностью и прожилками пирита и арсенопирита. Реже с прожилками и гнездами кварцевого, кварц-пиритового и кальцит-кварцевого состава

Окончание табл. 6.5

№ п/п	Образец	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	δD воды включений	Характеристика рудных зон в местах отбора проб
11	K109	Арсенопирит	-3,7				Центральная часть месторождения. Горизонт 700. Разрез 39. Р. з. «Майская». Окварцованные алевролиты с кварцевыми прожилками и вкрапленностью пирита и арсенопирита
12	K111	Кальцит				-119	Центральная часть месторождения. Горизонт 700. Разрез 39. Р. з. «Майская». Кварцевая жила с кальцитовыми просечками
13	K112	Антимонит Кальцит Вода включ. Флюид CO_2 HCO_3^- ΣC	-7,6	-8,3 ± 0,9	+5,4 ± 2,3	-159	Центральная часть месторождения. Разрез 39. Р. з. 3. Жила позднего кальцита, секущая окварцованные алевролиты с гнездами антимонита
14	K113	Арсенопирит	-3,5 ± 0,2	-7,4 - 11,2* -9,6 - 11,6* -9,9 - 10,3*			Центральная часть месторождения. Разрез 17. Р. з. 3. Брекчированные сланцы, сцементированные кварцем, содержащим вкрапленность пирита, арсенопирита и золота
15	K114	Арсенопирит	-4,0				Уч-к Северо-Западный. Разрез 40. Р. з. 11. Образец, аналогичный K113

Примечание. Звездочкой отмечены данные, полученные путем расчетов: для кислорода - с использованием номограммы из справочника Э. В. Соболевича и др. [1982], для углерода - по уравнению равновесного фракционирования изотопов углерода [Омото, Рай, 1982].

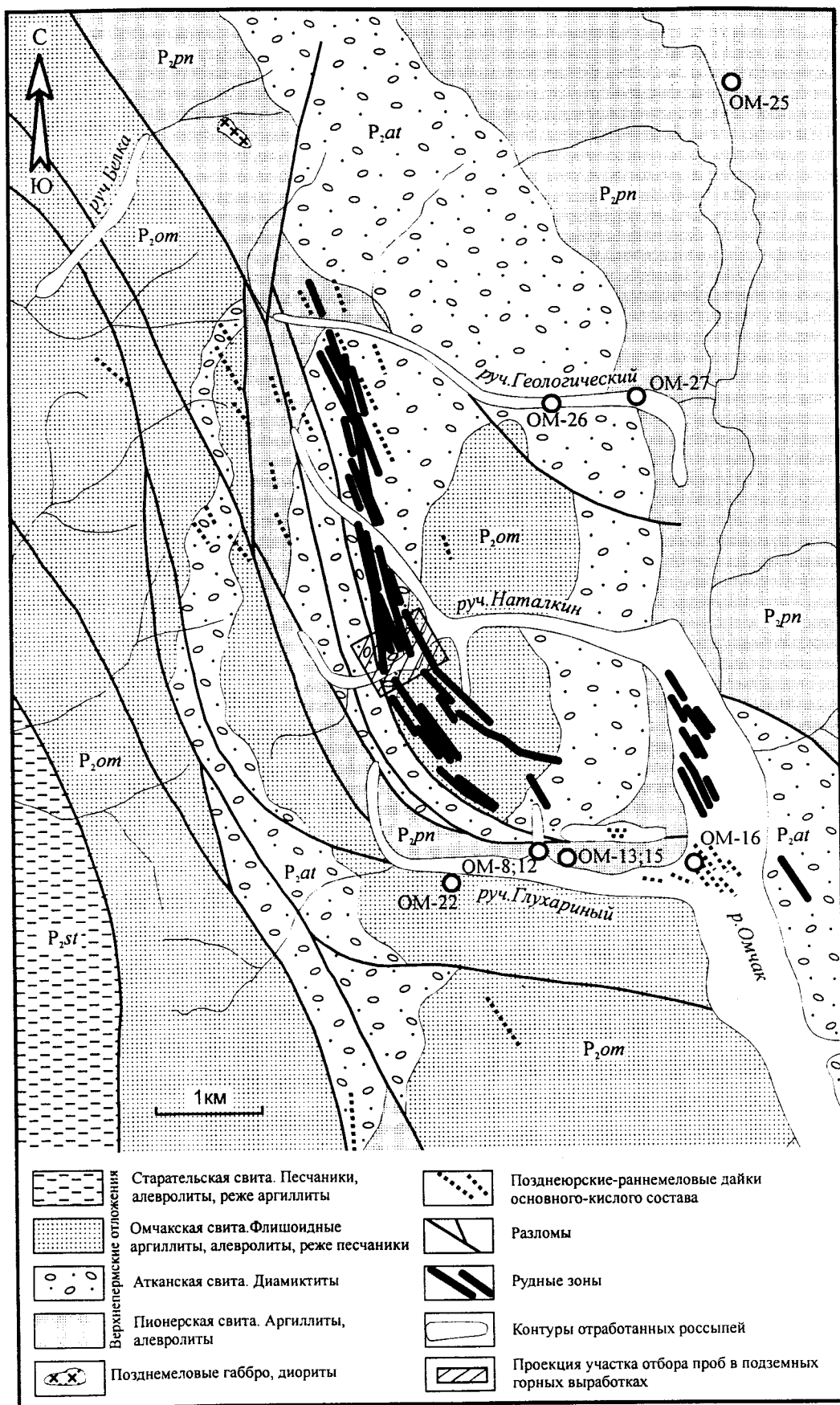


Рис. 6.2. Размещение точек пробоотбора на Наталкинском месторождении (поверхность)

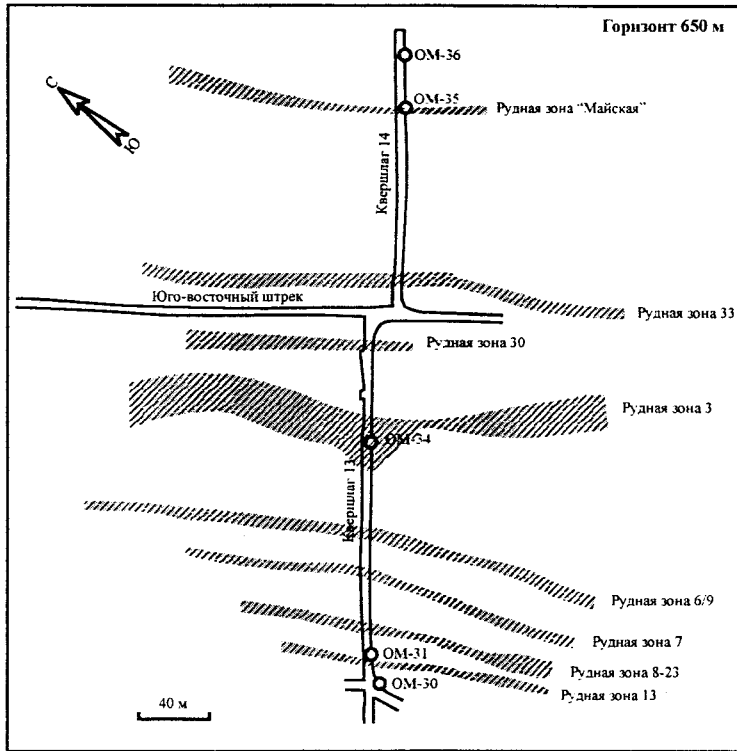


Рис. 6.3. Размещение точек пробоотбора на горизонте 650 м Наталкинского месторождения

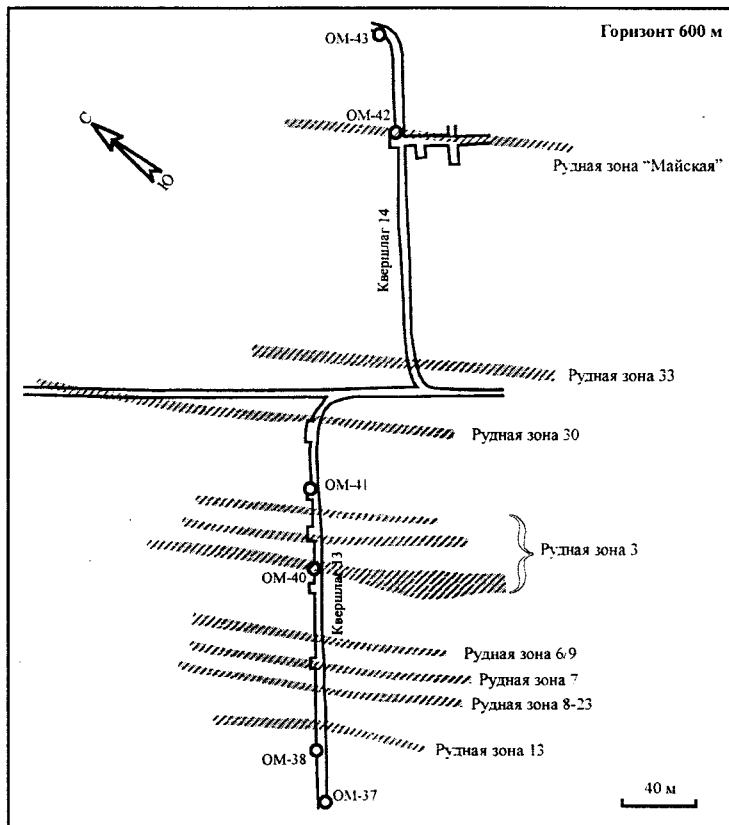


Рис. 6.4. Размещение точек пробоотбора на горизонте 600 м Наталкинского месторождения

Таблица 6.6

**Изотопный состав и содержания углерода и кислорода в породах и рудах Наталкинского месторождения, ‰
[Ворошин и др., 2000в]**

№ п/п	Проба	$\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$	$\text{C}_{\text{карб}}$	$\text{C}_{\text{орг}}$	Характеристика проб
1	ОМ-8	-22,3	-4,2	+19,1	1,46	0,64	Руч. Глухариный, плотик. Алевролиты с рассеянной вкрапленностью пирита и редкими кварцевыми прожилками. Пионерская свита
2	ОМ-12	-16,9	-1,4	+10,3	5,79	1,24	Руч. Глухариный, плотик. Тектонит углеродистый рыхлый
3	ОМ-13	-23,9	-2,0	+9,0	7,70	0,98	Руч. Глухариный, борт канавы. Алевролит с редкими кварц-карбонатными прожилками. Пионерская свита
4	ОМ-15	-14,1	-6,7	+9,2	3,01	1,57	Руч. Глухариный, борт канавы. Тектонит углеродистый рыхлый
5	ОМ-16	-22,9	-13,2	+9,6	10,19	1,12	Устье руч. Глухариный, плотик. Черный тектонит с рассеянной вкрапленностью мелкого пирита и размазанным графитом вдоль зеркал скольжения
6	ОМ-22	-22,9	-13,4	+20,5	1,34	1,61	Руч. Глухариный, борт канавы. Слоистые алевролиты. Омчакская свита
7	ОМ-25	-22,2	-9,8	+11,5	9,76	1,03	Обрывы вдоль Тенькинской трассы. Тонкослоистые алевролиты с пиритом. Пионерская свита
8	ОМ-26	-23,4	-17,6	+6,6	1,76	0,53	Руч. Геологический, плотик. Диамиктиты. Атканская свита
9	ОМ-27	-21,1	-2,9	+8,6	1,97	0,87	Руч. Геологический, плотик отработанной россыпи. Тонкослоистые алевролиты с пиритом. Пионерская свита
10	ОМ-30	-24,2	-2,2	+8,5	5,91	0,22	Горизонт 650 м. Тектонит углеродистый рыхлый
11	ОМ-31	-23,1	-2,1	+5,1	1,24	0,46	Горизонт 650 м. Слабоизмененные диамиктиты из междурядного интервала
12	ОМ-34	-27,7	-5,1	+8,1	3,98	0,29	Горизонт 650 м. Р. з. 3. Арсенопирит-кварц-карбонатные метасоматиты
13	ОМ-35	-24,8	-10,2	+10,4	4,42	0,01	Горизонт 650 м. Р. з. «Майская». Арсенопирит-кварц-карбонатные метасоматиты
14	ОМ-36	-23,9	-1,9	+9,1	5,78	0,02	Горизонт 650 м. Тектонит углеродистый рыхлый
15	ОМ-37	-22,1	-15,5	+9,7	6,07	0,43	Горизонт 600 м. Тектонит углеродистый рыхлый
16	ОМ-38	-22,4	-2,6	+7,1	6,90	0,53	Горизонт 600 м. Аргиллит с зеркалами скольжения и прожилками кварца
17	ОМ-40	-25,5	-2,6	+8,1	2,48	0,29	Горизонт 600 м. Р. з. 3. Арсенопирит-кварц-карбонатные метасоматиты
18	ОМ-41	-23,2	-1,9	+9,4	4,64	0,37	Горизонт 600 м. Слабоизмененные породы из междурядного интервала
19	ОМ-42	-24,4	-2,3	+7,4	4,76	0,18	Горизонт 600 м. Р. з. «Майская». Арсенопирит-кварц-карбонатные метасоматиты
20	ОМ-43	-24,5	-10,1	+10,8	0,88	0,56	Горизонт 600 м. Тектонит углеродистый рыхлый

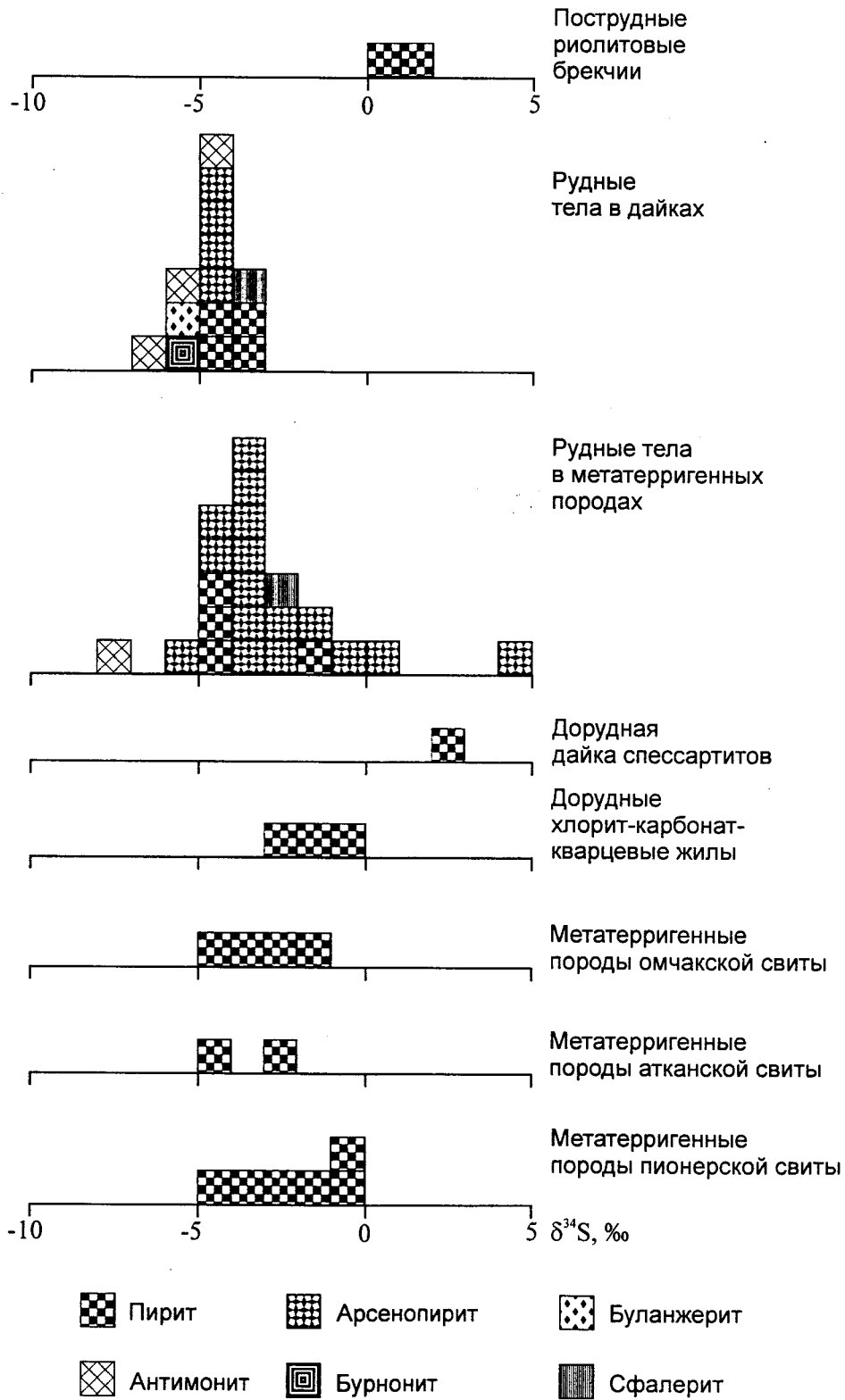


Рис. 6.5. Вариации изотопного состава серы сульфидов Наталкинского месторождения

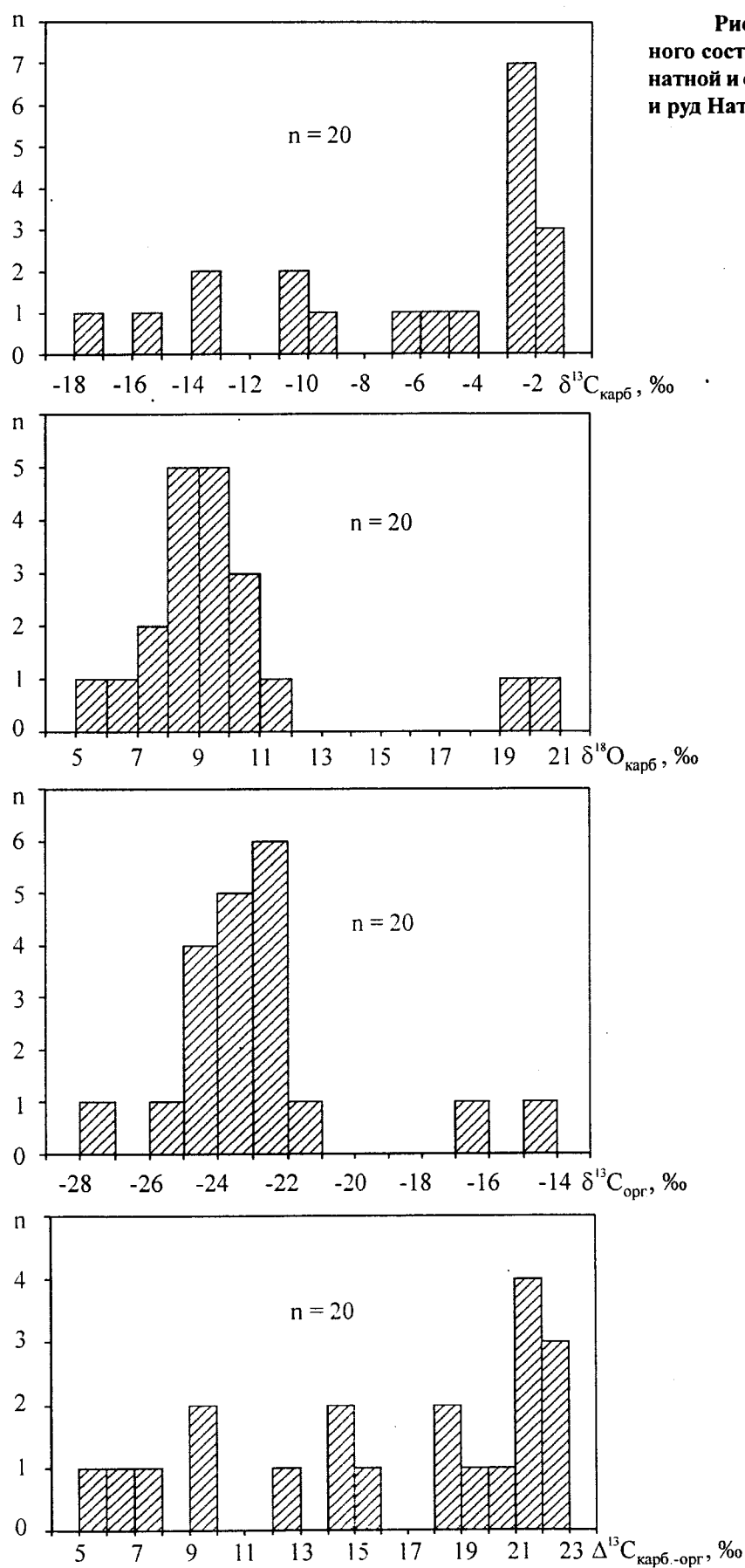


Рис. 6.6. Вариации изменений изотопного состава углерода и кислорода в карбонатной и органической составляющей пород и руд Наталкинского месторождения

углерода анионной части вновь образованных минералов в значительной степени наследует состав осадочного материала. В то же время, ряд проб, в том числе и неминерализованных вмещающих пород, характеризуется значительно более легким составом $\delta^{13}\text{C}$. Исследователи [Ворошин и др., 2000в] интерпретируют этот факт как свидетельство участия органического углерода в образовании карбонатов пород уже на стадиях диагенеза и низкотемпературного метаморфизма. Еще одной причиной значительной вариации $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов может быть участие обломочных карбонатных минералов в формировании осадочных пород, однако достоверные петрографические наблюдения для такого утверждения отсутствуют. Исключение составляют обломки карбонатного материала в атканской свите, но они представляют собой породы, переотложенные в результате оползневой деятельности с близких стратиграфических уровней.

Для изотопного состава углерода органического вещества в современных и древних морских осадках типичны значения $\delta^{13}\text{C}$ в интервале от -10 до -35‰ (среднее значение около -25‰) [Омото, Рай, 1982]. Изученные образцы попадают в указанный ряд с максимумом в области -23‰ (см. рис. 6.6). При осадконакоплении углерод концентрируется в породах в качестве органической и неорганической (карбонатной) составляющих, не находящихся в изотопном равновесии между собой. Постоянство изотопного состава в геологическом времени связывается с отсутствием суще-

ственных колебаний между соотношением масс $C_{\text{неорг}}$ и $C_{\text{орг}}$ в океанах. Соотношение $C_{\text{карб}}/C_{\text{орг}}$ в большинстве проб вмещающих пород больше единицы и примерно соответствует известному коэффициенту разделения окисленных и восстановленных форм углерода для осадочных и метаморфических пород земной коры как 4:1 [Омото, Рай, 1982]. То есть можно предположить, что изотопный состав органического вещества в целом соответствует его первичному составу.

Изотопный состав углерода карбонатов. Д. В. Аревадзе и В. З. Ярошевичем изучен кристаллический кальцит, слагающий мономинеральную жилу, секущую окварцованные алевролиты с гнездовыми выделениями антимонита на площади одной из наиболее богатых рудных зон (р.з. 3, разрез 39). По данным изучения газовой-водных включений, отложение кальцита этой рудной зоны происходило при температуре до 120°C, кварц-кальцитовой ассоциации в целом - в интервале 230-80°C. Установленная инструментальным методом $\delta^{13}C$ углерода кальцита составляет $-8,3 \pm 0,9\%$. Рассчитанные Д. В. Аревадзе и В. З. Ярошевичем $\delta^{13}C_{\Sigma C}$ ($CO_2 + HCO_3^-$ растворов включений) находятся в интервале значений $-9,9 \dots -10,3\%$. На основании полученных данных исследователи сделали вывод о том, что, несмотря на более низкие значения $\delta^{13}C_{\Sigma C}$, полученные расчетным путем, предположение о существенном вкладе органического углерода в интегральное содержание углерода кальцитообразующих растворов маловероятно, поскольку, по их мнению, отклонение $\delta^{13}C_{\Sigma C}$ от типично «магматогенных» значений было бы значительно больше.

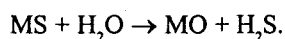
Понятно, что полученные Д. В. Аревадзе и В. З. Ярошевичем данные по изотопии углерода минеральных образований Наталкинского месторождения весьма ограничены, поскольку характеризуют лишь углерод кальцита поздней послепродуктивной ассоциации. Тем не менее, можно предположить, что с учетом выявленной Х. Омото и Р. Раем [1982] тенденции увеличения значений $\delta^{13}C$ углерода карбонатов к поздним стадиям рудоотложения растворам ранних стадий минералообразования должны быть свойственны изотопно более облегченные формы углерода со значениями $\delta^{13}C$ до -14% . Однако увеличение интервала проявления $\delta^{13}C$ и его отклонение от значений, характерных для углерода магматического происхождения ($-5 \pm 2\%$) [Deines, Gold, 1973], еще нельзя рассматривать как свидетельство его немагматического происхождения. Тем не менее, судя по общей геологической ситуации и истории формирования рудного поля месторождения, вклад изотопов $\delta^{13}C$ осадочного и метаморфического происхождения в общую структуру изотопного состава углерода вполне допустим. Среднее значение $\delta^{13}C$ для пород осадочного и метаморфического происхождения ($\approx -5,5\%$) обычно отличается от средних коровых всего лишь на $1,5\%$. Принимая во внимание, что параметр $\delta^{13}C$ зависит от физико-химических условий в рудообразующей среде, эталонные значения $\delta^{13}C$ для пород различного генезиса, мало отличающиеся друг от друга, не могут служить реперами для суждения о природе углерода карбонатных минералов и флюидов рудоформирующих систем. Как уже отмечалось, для обоснованного вывода об источнике основных компонентов рудообразующих сред требуется широкий комплекс минералого-геохимических сведений, которые совместно с данными по химии изотопов углерода и других компонентов должны быть привлечены к построению генетической модели месторождения.

Изотопный состав кислорода кварца и карбоната рудных тел месторождения, а также водорода и кислорода флюидных включений. По результатам изотопных исследований, проведенных Д. В. Аревадзе и В. З. Ярошевичем, количественные данные по величине $\delta^{18}O$ кварца с учетом температуры его образования находятся в пределах $+9,3 \dots +13,6\%$ (см. табл. 6.5). Единичное определение изотопного состава кислорода в кальците показывает меньшее значение $\delta^{18}O$, которое составляет $+5,4 \pm 2,3\%$. Еще большие вариации значений $\delta^{18}O$ характеризуют воду включений в этих минералах. Если содержания изотопа $\delta^{18}O$ воды включений в кварце находятся в диапазоне положительных значений этого параметра ($+5,2 \dots +8,8\%$), то в воде включений позднего низкотемпературного кальцита нередко фиксируется дефицит этого компонента.

Заметны вариации изотопного состава кислорода минералообразующих растворов, полученные расчетным путем, что также, вероятно, связано с непостоянством температур отложения ведущих минералов рудных тел. Сравнительно узкий диапазон колебаний значений $\delta^{18}O$ флюида, в том числе и по включениям в продуктивном кварце, можно рассматривать как свидетельство его магматогенного происхождения или, по крайней мере, смешанного магматогенно-метаморфогенного генезиса. Отложение позднего кальцита, судя по изотопии кислорода в минерале и в воде включений, происходило при широком участии вадозных вод.

Интересны данные, полученные по результатам изучения изотопии кислорода предположительно первичных осадочных карбонатов вмещающих пород из коллекции С. В. Ворошина. Изотопный состав кислорода морских карбонатов имеет значения $\delta^{18}\text{O}$, близкие к 30‰. В то же время с увеличением возраста осадков отмечается облегчение изотопного состава кислорода карбонатов и для пермских отложений типичны несколько меньшие значения значения $\delta^{18}\text{O}$ [Фейцер, 1987]. Кислород карбонатной составляющей проанализированных образцов характеризуется близким к одномодальному распределением составов с пиком в области 9-10‰ (см. рис. 6.6). Лишь два анализа из всей выборки не соответствуют остальным и локализируются в более тяжелом интервале 19-20‰. Облегченный изотопный состав кислорода карбонатной составляющей всех проанализированных образцов по сравнению с карбонатами, осаждаемыми в морских бассейнах, наиболее логично можно объяснить двумя способами: во-первых, переотложением всех карбонатов начиная с ранних стадий преобразования пород; во-вторых, появлением карбонатов не путем осаждения из морской воды, а посредством окисления органического углерода.

Изотопия водорода минералообразующих флюидов. Изотопные исследования водорода воды флюидных включений в минералах руд Наталкинского месторождения проведены Д. В. Аревадзе и В. З. Ярошевичем по кварцу и единичному образцу кальцита как по минералам, которые позволяют получать наиболее достоверные значения δD . Сульфиды же, по данным К. Казахая и С. Мацуо [Kazahaya, Matsuo, 1985], являются неблагоприятными минеральными фазами для изучения изотопного состава воды флюидных включений из-за возможных реакций типа



Полученные результаты продемонстрировали, что по параметру δD флюиды, принимавшие участие в формировании всех изученных рудных зон, близки к современным метеорным водам. Этот тип вод является преобладающим компонентом как на продуктивном, так и на постпродуктивном этапах развития гидротермальной системы. Значения δD воды включений в кварце и кальците составляют диапазон от -119 до -191‰, что свидетельствует о значительной роли метеорных вод при минералообразовании на месторождении, расположенном в высокоширотной географической зоне.

Вероятные механизмы изменения изотопного состава углерода и кислорода во вмещающих породах. При рассмотрении механизмов преобразования вещества необходимо объяснить широкие вариации изотопного состава углерода в карбонатах и сильное смещение изотопного состава кислорода в область положительных значений. Другой, не менее важный вопрос - было ли достигнуто равновесие изотопного состава органического и неорганического углерода в процессе метаморфизма пород, а если было, то в каких случаях?

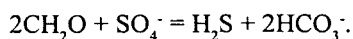
Количественно реконструировать все реакции, которые приводили к изменениям изотопных соотношений в органическом веществе и карбонатах, невозможно. Мы рассматриваем лишь наиболее вероятные и значимые процессы, при этом в первую очередь анализируем предположение, что все реагенты находятся в самих породах. Реакции во вмещающих породах Наталкинского месторождения ограничены РТ-условиями биотитовой изограды. Температура не превышала 400°C, а давление - 2,5 кбар [Ворошин и др., 1993]. Принимаем указанные РТ-параметры за верхний предел.

Экспериментальные данные по изотопному фракционированию в карбонатах обычно касаются двух минералов: кальцита и доломита. Коэффициенты фракционирования изотопов углерода между карбонатами изучены недостаточно, однако, как подчеркивают Х. Омото и Р. О. Рай [1982], при температурах выше 200°C разница $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов, вероятно, меньше единицы. То есть для метаморфических пород при анализе состава изотопов не столь важно, какие именно карбонаты присутствуют в породе. Доломит при 25°C должен быть на 5-7‰ обогащен ^{18}O по сравнению с ассоциирующим кальцитом. Однако в природных образцах эти различия не столь существенны [Фор, 1989]. Поэтому и для анализа низкотемпературных условий мы не рассматриваем различия между самими карбонатами, тем более, что определение их количественных соотношений затруднено.

Для природных обстановок обычно характерно преобразование восстановленных форм углерода в окисленные. В нашем случае переход органического углерода в карбонатный может осуществляться в результате окисления или гидролиза. При реакции окисления $\text{C} + \text{O}_2 = \text{CO}_2$ изотопный состав углерода CO_2 будет близок к составу органического углерода, а при реакции гидролиза $2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CO}_2 + \text{CH}_4$

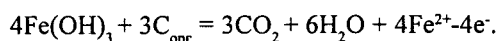
углекислый газ будет на 3-12‰ обогащен ^{13}C [Омото, Рай, 1982]. То есть в результате гидролиза $\text{C}_{\text{орг}}$ со средним значением $\delta^{13}\text{C}$ -23‰ вполне может образоваться карбонат с $\delta^{13}\text{C}$, равным и ниже -11‰, соответствующий некоторым значениям проанализированных образцов. Вопрос в том, что взаимодействия компонентов в природных образцах очень трудно свести к простым реакциям гидролиза или окисления, однако вероятность того, что такие реакции имели место, не вызывает сомнения.

Пожалуй, наиболее ранней реакцией с участием органического углерода и кислорода была реакция бактериальной сульфат-редукции, относящаяся к стадии накопления осадка. Представление этой реакции в виде химической формулы - непростое дело, так же как и оценка количественных параметров изотопного обмена. Дж. Уистрич [Berner, 1984] показал этот процесс в виде уравнения:



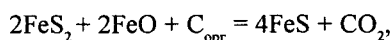
В данном случае осадочное органическое вещество представлено в виде соединения CH_2O .

Реакции, которые протекали при диагенезе пород и включали органический и карбонатный углерод, могут быть сведены к уравнению [Curtis, Spears, 1968]:

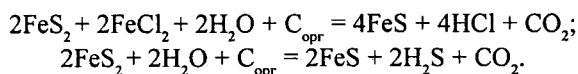


Взаимодействие катионов железа и углекислоты должно приводить к образованию сидерита. Необходимо отметить, что эта реакция отражает обстановки с низкой активностью серы.

И, наконец, более высокотемпературные метаморфические реакции с участием различных форм углерода можно представить в виде упрощенной формулы [Ferry, 1981]:



где FeO представляет собой составляющую Fe в оксидах или силикатах. Другим вариантом этого химического процесса могут служить реакции с дополнительным привнесом железа или выносом серы во флюиде [Ferry, 1981]. В двух последних случаях можно предполагать гидролиз органического углерода до CO_2 :



Важным фактором, влияющим на изотопный состав углерода карбонатов, является эволюция физико-химических параметров растворов. Как установили Х. Омото и Р. О. Рай [1982], значения $\delta^{13}\text{C}$ окисленных форм углерода в растворах и, следовательно, в кристаллизующихся из них карбонатах могут возрастать при понижении активности кислорода и уменьшении величины CO_2/CH_4 во флюидах. Особенно резкие изменения характерны для областей, расположенных вблизи линии равновесия CO_2/CH_4 .

Еще один механизм изменения изотопного состава первичных карбонатов связан с их метаморфизмом. При метаморфизме карбонатных пород изотопный состав углерода смещается в сторону более легких значений [Фор, 1989]. Абсолютные значения смещения невысоки (для C около 2‰ - по измерениям в природных образцах). Объясняется этот факт обогащением CO_2 изотопом ^{13}C в процессе декарбонатизации. С помощью метаморфизма можно интерпретировать незначительные смещения изотопного состава углерода в карбонатах в сторону легких значений (до -4...-6‰, см. рис. 6.6).

Для обсуждения изотопного состава источника углерода и форм углерода в метаморфогенном флюиде воспользуемся диаграммой, впервые примененной Ц. Филдом и Л. Густафсоном [Field, Gustafson, 1976] при исследовании изотопов серы, а затем успешно используемой и для интерпретации данных по изотопии углерода [Oberthur et al., 1996]. Для дальнейших рассуждений приняты следующие допущения: отношение окисленных и восстановленных форм углерода в растворе оставалось постоянным; суммарный изотопный состав углерода флюида также был постоянен; вариации $\delta^{13}\text{C}$ углеродистого вещества и карбонатов связаны исключительно реакциями изотопного обмена в самом растворе. Само по себе изотопное равновесие $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{C}_{\text{карб}}$ зависит от температуры и при ее уменьшении от 400°C $\Delta^{13}\text{C}_{\text{карб-орг}}$ должно увеличиваться, начиная со значений около 10‰ [Bottinga, 1969]. Поэтому теоретически в большинстве проб изотопное равновесие могло быть достигнуто (см. рис. 6.6). Линии тренда для всех образцов (рис. 6.7) характеризуют систему со средним изотопным составом около -19‰ и преобладанием углеродистого вещества. Разделение проб при анализе на породы, углеродистые тектониты и руды пока-

зывает, что для пород и руд средний изотопный состав соответствует приблизительно -22‰ , для тектонитов -17‰ . При этом от пород к рудам и тектонитам наблюдается незначительное повышение карбонатной составляющей в системе (см. рис. 6.7). В то же время, если исключить из выборки тектонитов две пробы с утяжеленным составом $\delta^{13}\text{C}$, то график становится практически идентичным графику для руд. Обогащение этих двух аномальных образцов тяжелым изотопом ^{13}C из зон углеродистых тектонитов может быть объяснено термическим разложением керогена в ходе динамометаморфизма с образованием и выносом метана, в котором концентрируется ^{12}C [Фор, 1989]. Интерпретация полученных диаграмм явно противоречит другим геохимическим данным. В частности, состав включений из рудного кварца - углекислотно-водный [Eremin et al., 1994], а соотношение $C_{\text{карб}}/C_{\text{орг}}$ в пробах почти во всех случаях больше единицы. Возможным объяснением такого поведения трендов на графиках может быть

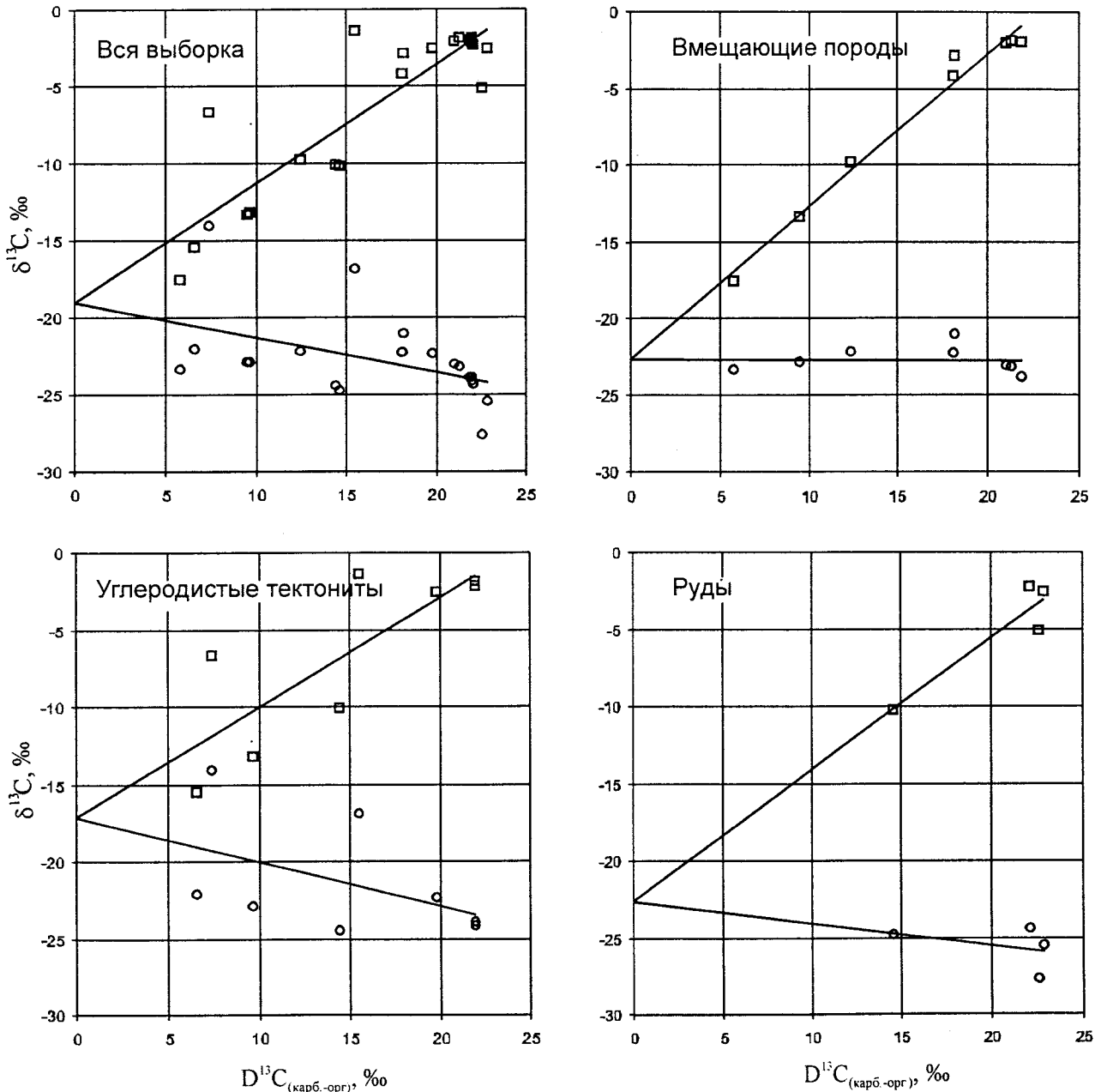


Рис. 6.7. Диаграммы, показывающие зависимость изотопного состава углерода от разницы изотопных составов углерода карбонатной и органической составляющих проб. Квадратики характеризуют изотопный состав для карбонатной составляющей, кружки - для органического вещества. Подробные комментарии - в тексте

предположение, что весь карбонат в породах, тектонитах и рудах образовался за счет углеродистого вещества. Важным фактором является также вероятное отсутствие изотопного равновесия в системе или изменение отношения карбонатной и углеродистой составляющих во флюиде. Если исключить из выборки две уже упомянутые пробы тектонитов с аномальным составом $\delta^{13}\text{C}$, по значению $\Delta^{13}\text{C}_{\text{карб.-орг}}$ разбить их на две группы, ограниченные величиной около 15‰, то для проб с $\Delta^{13}\text{C}_{\text{карб.-орг}} > 15\text{‰}$ линии тренда будут характеризовать систему со средним изотопным составом около -6‰ и преобладанием карбонатной составляющей. Другая группа проб с $\Delta^{13}\text{C}_{\text{карб.-орг}} < 15\text{‰}$ будет соответствовать системе со средним изотопным составом около -22‰ и преобладанием углеродистого вещества. Вероятней всего, во всей выборке представлены изотопно равновесные и неравновесные пробы, а для их разбраковки нужны дополнительные геохимические данные.

Как уже упоминалось, возможны два способа интерпретации изотопного состава кислорода в карбонатах. Преобразование и метаморфизм карбонатов теоретически не должны приводить к значительному смещению $\delta^{18}\text{O}$. Так, при метаморфизме карбонатных пород изотопный состав кислорода смещается в сторону уменьшения содержания ^{18}O за счет обогащения CO_2 при процессах декарбонатизации тяжелыми изотопами кислорода, а значения такого смещения по природным образцам составляют около 6‰ [Фор, 1989]. С помощью этого механизма может быть объяснен изотопный состав кислорода двух проб вмещающих пород с наиболее тяжелым $\delta^{18}\text{O}$, равным 19-20‰ (см. рис. 6.6). В то же время, основная масса анализов образует одномодальное распределение с пиком около 9‰. В эту область попадают вмещающие породы, тектониты и руды, а изотопные отношения в них вполне могли установиться при окислении первичного углеродистого вещества в процессе метаморфической декарбонатизации толщ.

Изотопный состав кислорода кварца из рудных тел Наталкинского месторождения очень гомогенный и составляет $14,0 \pm 0,1\text{‰}$ [Eremin et al., 1994]. Рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}$ для воды, находящейся в равновесии с кварцем при 300°C [Clayton et al., 1972], образуют узкий диапазон от 7,1 до 7,3‰. Если карбонат в рудных телах был сформирован из тех же самых флюидов, что и кварц при 300°C, то при значениях $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах, равных 10,4, 8,1, 7,4‰ (см. табл. 6.6), состав воды, равновесной с ним, должен по изотопу $\delta^{18}\text{O}$ соответственно отвечать значениям 4,9, 2,6, 1,9‰ [Фор, 1989]. То есть изотопный состав воды во флюиде, равновесном с карбонатами, во всех случаях по параметру $\delta^{18}\text{O}$ должен быть меньше, чем воды, равновесной с кварцем. Тем не менее, разница не столь значительна и может быть объяснена таким фактором, как неодновременность формирования карбонатов и кварца, и эволюцией изотопного состава самого флюида. Локализация изотопных анализов кислорода карбонатов из вмещающих пород, тектонитов и рудных тел в виде компактной группы подтверждает близкую природу флюидов, принимавших участие как в метаморфизме вмещающих пород, так и в формировании оруденения.

О генезисе месторождения по данным изотопных исследований и возможных источниках главных компонентов. Не вызывает сомнения, что вода является основным компонентом рудообразующих растворов любых гидротермальных месторождений независимо от их генезиса - осадочного, магматогенного или метаморфогенного. Известно также, что вода становится рудообразующим флюидом только тогда, когда она превращается в гидротермальный раствор или рассол с весьма широкими вариациями общей минерализации. Для преобладающей части компонентов растворов любого генезиса, несмотря на широкий круг способов и методов их определения, обычно делаются выводы общего порядка, позволяющие по комплексу признаков судить о магматогенной или ассимиляционной природе растворенных компонентов. Надежные методы выявления источника главных компонентов гидротермальных растворов пока еще, к сожалению, не разработаны.

В основе любых минералообразующих процессов в растворах лежат непрерывно протекающие реакции ионного обмена между раствором и минералами или горной породой в целом. Интенсивность и глубина протекания этих реакций всецело зависят от физико-химического состояния гидротермальной системы, которая определяется прежде всего такими параметрами, как температура, давление, pH, Eh, фугитивность серы и кислорода. Немаловажное значение имеют состав вмещающих пород, смешение гидротермальных растворов с поверхностными водами, периодическое вскипание растворов при разгерметизации минералообразующей системы, фильтрационные процессы. Реакции ионного обмена в растворах обязательно сопровождаются и реакциями изотопного обмена, среди которых для нас (в

рамках рассуждений о природе гидротермальных растворов и связанных с ними рудообразующих процессах на Наталкинском месторождении) наиболее важны сведения по геохимии стабильных изотопов кислорода, водорода, серы и углерода. Вариации изотопного состава различных типов природных вод и растворенных в них главных, участвующих в минералообразовании, компонентов (серы и углерода) зависят прежде всего от температуры и солености флюида, а также его окислительно-восстановительного состояния.

Выполненные изотопные исследования руд и вмещающих пород Наталкинского месторождения с определенными допущениями позволяют высказать мнение о его генезисе. Анализ данных с привлечением ранее опубликованных другими исследователями сведений по изотопии серы, углерода, кислорода и водорода близких по природе месторождений позволяет сформулировать некоторые выводы, имеющие генетическое значение:

1. Источниками основных объемов жильного и части рудного вещества и растворов для Наталкинского месторождения послужили терригенные углеродсодержащие породы верхоянского комплекса. Мобилизация флюидов (воды и углекислоты) и рудных компонентов в осадочных породах происходила при температуре и давлении, приблизительно соответствующих биотитовой изограде прогрессивного метаморфизма, что отвечает зоне перехода зеленосланцевой и роговиковой фаций метаморфизма.

2. Изотопными исследованиями сульфидов установлен глубинный источник серы флюидов, сформировавших Наталкинское месторождение [Аревадзе, Ярошевич, 1986 г.]. Некоторое облегчение изотопного состава сульфидной серы относительно метеоритного стандарта может быть связано с изотопной спецификой глубинных расплавов либо с окислением серы на горизонте рудообразования. По данным Р. А. Еремина и др. [Eremin et al., 1994], вся сера заимствована из вмещающих пород.

3. Результаты анализа углерода и кислорода указывают на гомогенность изотопного состава этих элементов во вмещающих породах и рудах, т.е. можно предполагать, что вещество первично-осадочного происхождения являлось источником главных компонентов флюидов (прежде всего углерода и кислорода кварца и карбонатов). Сравнение полученных результатов с исследованиями по аналогичным объектам в более древних толщах показывает идентичность процессов перераспределения углерода и кислорода при прогрессивном метаморфизме и рудообразовании [Oberthur et al., 1996; Сынгаевский, Чиненов, 1998]. В то же время, при единстве главных процессов, для каждого этапа формирования месторождения существуют свои особенности. Так, например, если становление Наталкинского месторождения на раннем этапе происходило в закрытой системе из флюидов, имеющих метаморфогенное происхождение, то на завершающей стадии его развития возможно участие метеорных вод, о чем свидетельствуют данные по изотопам водорода. Хотя результаты изучения остальных стабильных изотопов не подтверждают указанного предположения.

Установлено достаточно хорошо проявленное облегчение углерода пострудных карбонатов относительно углекислоты магматического происхождения на $4 \pm 2\%$. Незначительные вариации этого параметра снимают предположение о связи процесса облегчения с окислением органического вещества, поскольку в случае окисления вариации $\delta^{13}\text{C}$ должны быть более значительными. Предполагается, что облегчение вызвано удалением CO_2 , обогащенного тяжелым изотопом углерода.

4. Широкое проявление метеорной составляющей флюидов по результатам изотопного исследования водорода воды включений в кварце продуктивных и постпродуктивных ассоциаций еще не может служить указанием на ее чисто метеорное происхождение. Это обстоятельство свидетельствует лишь о том, что жильный материал был доступен для поверхностных вод в течение постгенетической истории. Проявление же в допродуктивном и продуктивном кварце высококонцентрированных флюидных включений с рудными (арсенопирит) и нерудными (галит, сильвин) минералами-узниками указывает на присутствие в гидротермальном флюиде и магматогенной компоненты.

5. Возможной причиной рудоотложения на месторождении явилось смешение высококонцентрированных глубинных (магматогенного генезиса) растворов со слабоминерализованными водами метеорного происхождения.

Таким образом, изотопные исследования вмещающих пород и руд Наталкинского золоторудного месторождения совместно с данными по его геологическому строению, минералогии, геохимии позволяют сделать следующие генетические выводы:

гидротермальная система месторождения на ранних этапах его формирования имела закрытый характер, в ней происходило развитие метаморфогенных флюидов, приведших к метаморфогенному преобразованию вмещающих пород, локальному накоплению в их пределах метаморфогенного кварца и формированию большеобъемной рассеянной золотосодержащей сульфидно-вкрапленной минерализации;

периодическое открытие системы, вероятно, происходило на этапе тектоно-магматической эволюции рудного узла, интенсивного дробления метаморфизованных толщ и формирования рудоносных кварцево-жильных штокверков;

полная разгерметизация гидротермальной системы, по-видимому, произошла на поздних стадиях основного этапа рудоотложения или пострудном, заключительном этапе, о чем свидетельствует участие в минералообразующих процессах этого периода метеорных вод;

выполненные исследования позволяют считать природу Наталкинского месторождения в целом метаморфогенно-магматогенно-метеорной.

Глава 7. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НАТАЛКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Введение

Практически все золоторудные месторождения, локализованные в структурах Яно-Колымского складчатого пояса и не имеющие четко выраженных связей с интрузивным магматизмом, пространственно совмещены с полями развития как межпластовых, так и секущих жил и линз кварца метаморфогенного происхождения, формирование которых вначале происходило в закрытых условиях. Многоэтапная структурная перестройка территории, проявление разломной и складчатой тектоники периодически приводили к нарушению сплошности потенциальных рудных полей и разгерметизации размещенных в них минералообразующих систем. Такие поля, являясь тектонически ослабленными и, следовательно, хорошо проницаемыми для глубинных растворов структурами, по окончании тектоно-магматических этапов активизации территорий определяли положение площадей более позднего (постмагматического) эндогенного гидротермального рудоотложения.

Наиболее распространенные метаморфогенно-магматогенные месторождения на Северо-Востоке России - золото-кварцевые малосульфидные, представителем которых является и Наталкинское. Минералого-геохимические особенности формирования месторождений этой группы индивидуальны по многим показателям: характеру ведущих минералов и минеральных ассоциаций, свойствам руд, распределению в них рудных компонентов, текстурно-структурным признакам, составу гидротермальных растворов, температурным условиям образования и т.д.

Флюидный режим формирования Наталкинского месторождения выявлен по результатам комплексного изучения газово-жидких включений в минералах различных этапов и стадий методами термобарогеохимии. Изучены включения в магматических минералах (в кварце диоритов, гранодиоритов и гранитов), в метаморфогенных образованиях (в кварце жил и линз ассимиляционного происхождения), а также в кварце и кальците гидротермальных тел постмагматического происхождения. При этом отметим, что характерное для рудного поля метаморфогенное минералообразование и продукты его деятельности значительно оторваны по времени от этапа тектоно-магматической активизации района и последующего формирования собственно гидротермальных золоторудных тел. Промышленное оруденение на этом месторождении, по-видимому, генетически связано, во-первых, с золотоносностью крупного блока метаморфизованных углеродистых терригенных пород с сульфидной вкрапленной минерализацией, во-вторых, с деятельностью не вскрытого периферического магматического очага и формированием интрузивных тел, о вероятном присутствии которых на нижних этажах рудоконтролирующих структур, помимо даек, свидетельствуют данные геофизического зондирования. К тому же рудное поле месторождения находится в кольце выведенных на поверхность гранитоидных тел, возраст которых, как уже было показано ранее, сопоставим с возрастом Наталкинского месторождения.

Площади развития золотоносной сульфидно-вкрапленной минерализации обычно совмещены с участками метаморфизованных пород, обогащенных органическим веществом. Сульфидизированные метаморфиты как золоторудное сырье промышленного интереса не представляют. Они заслуживают внимания, поскольку могут рассматриваться в качестве одного из промежуточных или дополнительных источников металла для уже известных месторождений рудного узла или же для еще не обнаруженных золотоносных объектов.

Геолого-генетические особенности строения рудного поля

Рудное поле Наталкинского месторождения, как уже указывалось, сложено верхнепермскими осадочными породами, разделенными по литологическим признакам на ряд свит. Главные тектонические нарушения на площади месторождения представлены разломами взбросового и сдвигового характера. Породы, вмещающие рудные тела, претерпели интенсивное изменение и в ходе дорудного регионального метаморфизма (углеродистый метасоматоз, вкрапленная сульфидизация, окварцевание, карбонатизация), и вследствие постмагматического гидротермального метасоматоза (околорудные серицитизация,

калишпатизация, альбитизация, сульфидизация). Содержание органического углерода в породах в среднем составляет 2,44%.

Выходы крупных магматических образований в пределах рудного поля отсутствуют. Между тем позиция рудного узла в целом определяется его положением в кольце уже упоминавшихся гранитоидных массивов и приуроченностью к краевой части скрытого плутона в зоне Омчакского разлома [Калинин и др., 1992]. На площади рудного поля известны также многочисленные проявления дорудных, интенсивно измененных даек спессартитов. Все перечисленное является немаловажным обстоятельством, определяющим облик рудного узла и месторождения в целом и условия развития хотя и неоднородных, но, тем не менее, связанных пространственно-временным единством минеральных комплексов на всех участках и этапах его развития: хемогенно-осадочном, метаморфогенно-гидротермальном, магматогенно-гидротермальном, постмагматическом гидротермальном. Одним из путей определения режима формирования минеральных комплексов различного ранга, генезиса и состава являются минералого-геохимические и термобарогеохимические методы.

Рудные тела месторождения, как уже отмечалось, представлены линейными штокверками, образованными системами прожилков, и стволowymi жилами. Системы жил и прожилков состоят преимущественно из кварца, находящегося в ассоциации с другими минералами, имеющими резко подчиненное значение. В числе жильных нерудных минералов кроме кварца отмечаются калиевый полевой шпат (адуляр), альбит, кальцит, железо-марганцевые карбонаты. Главными рудными минералами (по распространенности) являются пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, марказит, халькопирит, шеелит, золото (см. табл. 4.1). Геохимическими методами в элементной форме в рудах и вмещающих породах установлены платиноиды.

Состав минеральных ассоциаций, характер их взаимоотношений, распределение в пространстве, а также текстурно-структурные особенности рудных тел позволили выделить пять минеральных ассоциаций, отложившихся в три стадии и два этапа минералообразования (см. табл. 4.10). На этапе раннего регионального метаморфизма первичных терригенных и хемогенно-осадочных образований, отвечающего проявлению кварц-силикатной стадии минералообразования, была сформирована кварц-хлорит-полевошпатовая минеральная ассоциация с серицитом, эпидотом, скаполитом, монацитом, апатитом и достаточно частой вкрапленностью золотоносного пирита и пирротина. Следующий магматогенно-гидротермальный этап минералообразования, проявление продуктов которого, вероятно, сопровождало и завершало тектоно-магматическую активизацию площади черносланцевого осадконакопления, носил двухстадийный дискретный характер с возникновением минеральных комплексов двух стадий минералообразования - кварц-сульфидной и кварц-карбонатной.

Стадия кварц-сульфидного минералообразования характеризуется тремя последовательными минеральными ассоциациями - кварц-пирит-арсенопиритовой с золотом, кварц-сульфидно-сульфосольной с золотом и кварц-антимонитовой с золотом. Различия минеральных ассоциаций по составу и выявленные перерывы в ходе их отложения могут быть следствием, в том числе, и существенного изменения физико-химических условий минералоотложения. Присутствие в составе ассоциаций, помимо наиболее распространенных сульфидов железа, на ранней стадии магматогенно-гидротермального этапа сульфоарсенидов кобальта и никеля, которые затем на следующих временных интервалах минералообразования сменяются сначала сульфосолями свинца, меди и сульфида серебра, а затем сульфидом сурьмы, является прямым указанием на изменение не только температурных условий, но и других физико-химических характеристик гидротермальных растворов (pH , Eh , fO_2 , fS_2).

Кварц-карбонатный минеральный комплекс заключительной стадии основного магматогенно-гидротермального этапа минералообразования подчеркивает в целом регрессирующий характер развития гидротермальной системы. Водяно-прозрачный кварц и ромбоздрический кальцит указывают на относительно низкотемпературные условия их кристаллизации.

Термобарогеохимия месторождения

Методика исследований. Термобарогеохимические исследования представляют возможность получать количественную информацию о физико-химических условиях рудоотложения, включая данные о температуре и давлении в гидротермальной системе на различных стадиях ее развития, составе мине-

ралообразующего флюида, его солевой концентрации, газовой фазе растворов, кислотности-щелочности гидротерм. Поэтому при изучении месторождений Омчакского рудно-россыпного узла, минеральные ассоциации которых отличаются значительной крупностью (более 0,1 мм), а отдельные минералы (кварц, кальцит, гипс, шеелит, сфалерит) и достаточной прозрачностью, были проведены специальные исследования газовой-жидких включений, заключающиеся в определении момента их гомогенизации при нагревании или эвтектической кристаллизации при охлаждении. При изучении содержимого включений в непрозрачных минералах использованы методы декрептометрии и газовой хроматографии.

Для получения дополнительной информации (например, о возможных условиях генерации золотоносных флюидов) были изучены также включения в минералах магматических пород некоторых plutонов Омчакского рудного узла (см. гл. 1). Эти исследования проводились по следующим направлениям: характеристика температурных условий формирования интрузивных пород; установление РТХ-параметров постмагматического этапа становления интрузивных тел; определение условий гидротермального рудообразования.

Все разновидности включений в изученных минералах месторождения по данным об их агрегатном состоянии группируются в три типа: многофазовые включения, состоящие из газовой, жидкой и твердой (главным образом галит, сильвин, иногда рудный минерал - судя по магнитности, арсенипирит) фаз; трёхфазовые, содержащие, помимо газа и раствора сложного состава, жидкую уголекислоту; двухфазовые газовой-водные.

Изучение температурных характеристик минералообразующих сред по выделенным типам включений осуществлялось в специальных высоко- и низкотемпературных термокамерах. Определение концентрации растворов во включениях с твердыми фазами проводилось с использованием диаграммы зависимости температуры растворения NaCl от ее концентрации в водном растворе [Самойлович, 1969]. Данные о давлении в гидротермальной системе в период кристаллизации минеральной фазы были получены по РТ-диаграммам, предложенным Г. Г. Леммлейном и П. В. Клевцовым [1961] по результатам изучения растворов хлористого натрия при изменении основных термодинамических параметров экспериментальных водно-солевых систем. Расчет давлений по уголекислотно-водным включениям проводился по методике, рассмотренной в работе Н. П. Ермакова и Ю. А. Долгова [1970].

Состав газовой фазы включений определялся двумя методами: волюмометрическим из индивидуальных включений и хроматографическим из суммарного количества включений из минеральной навески. Волюмометрический анализ газов выполнен по методике Ю. А. Долгова и Н. А. Шугуровой [1968].

Кроме рассмотренного перечня работ методологического характера при изучении особенностей гидротермального минералообразования использовался метод анализа водных вытяжек кварца. Учитывая особенности метода (валовость анализа), сравнительный анализ полученных результатов проводили лишь на качественном уровне.

Фазовый состав минералообразующих растворов по включениям. О физико-химических особенностях минералообразующей среды на месторождении можно получить достаточно объективное представление уже на основании изучения только морфогенетических особенностей газовой-водных включений в кварце и кальците рудных тел месторождения.

Пожалуй, наиболее яркой особенностью фазового состава гидротермальных растворов изученного золотого месторождения является их чрезвычайно высокая насыщенность уголекислотой. В минералах практически всех ассоциаций, за исключением поздней кварц-карбонатной, во включениях при комнатных температурах в тех или иных количествах встречается свободная жидкая уголекислота (рис. 7.1). Содержания CO₂ непостоянны: от 5-10 до 85-95% объема включения, но встречается двуокись углерода повсеместно. В метаморфогенном кварце на долю существенно уголекислотных приходится до 30% от общего объема включений. По морфологическому облику включения в кварце Наталкинского месторождения чрезвычайно разнообразны (негативные, овальные, угловатые, амёбовидные и др.). Наполнение включений колеблется от 5-10 до 80-90%. Среди них встречаются: однофазовые (водные) - до 3-5% от общего количества, однофазовые (уголекислотные) - до 5-10%. В рудоносном магматогенно-гидротермальном кварце в ассоциации с пиритом и арсенипиритом нередко проявляются двухфазовые существенно уголекислотные до 15-17% от их общего количества. В кварце с сульфидами и сульфосолями этой же стадии минералообразования на долю двухфазовых уголекислотных приходится до 10%. В метамор-

фогенном кварце содержание углекислотных включений максимально и достигает 30% от общего количества. Другие агрегатные разновидности включений характерны для всех генетических типов кварца: двухфазовые газово-жидкие (с наполнением ~ 60-80%) и жидко-газовые (с наполнением ~ 5-10%); трехфазовые с водным раствором, жидкой углекислотой и газом; многофазовые с водным раствором, минералами-узниками солей и газом. Во включениях из кварца в ассоциации с сульфидами и сульфосолями иногда встречается рудный минерал, судя по магнитности - арсенопирит.

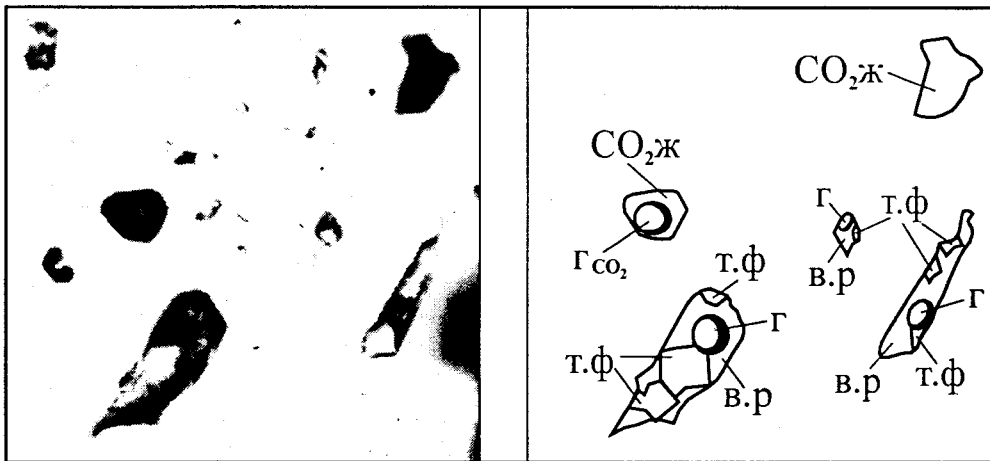


Рис. 7.1. Многофазовые включения, в том числе с жидкой углекислотой, в кварце кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации Наталкинского месторождения: т.ф - твердая фаза; г - газовая фаза; в.р - водный раствор; $CO_2ж$ - жидкая углекислота

Нередко в одних и тех же зернах минерала, в плоскости исследованных пластин встречаются двухфазовые газово-жидкие включения, сингенетичные углекислотным, которые могут быть использованы для определения давления в минералообразующей системе. Размеры включений колеблются в широких пределах, но основная масса их представлена образованиями размером до 10 мкм.

Для кварца и кальцита всех стадий в большинстве своем характерны очень мелкие газово- и углекислотно-водные включения. Морфология их самая разнообразная. Высокотемпературные включения незначительны по размеру, отличаются более совершенным идиоморфизмом, чем низкотемпературные, объемны и по морфологии подобны кристаллу-хозяину. Облик низкотемпературных включений, которые в большинстве случаев являются вторичными или, в крайнем случае, мнимовторичными, обычно ксеноморфный, трещинно-расшнурованный или же расшнурованно-межплоскостной.

Встречается кварц обычно стального-серого цвета, сливного облика, содержащий углистые включения, пересыщенный мельчайшими глобулярными, червеобразными включениями с внутренней псевдо-трещиноватой скульптурой с полостями существенно водного состава. Такие включения обычно характерны для кварца метаколлоидного происхождения и соответствуют периоду раскристаллизации гелей. Метаколлоидный кварц формируется в продуктивный этап при отложении преимущественно кварц-сульфидно-сульфосольной с золотом ассоциации.

По серии образцов метаколлоидного кварца с золотом, отобранного в пределах Центрального участка на вертикальном интервале 400 м, не установлено каких-либо изменений в характере распределения включений, их агрегатном состоянии, морфологических особенностях. Эти факты свидетельствуют о достаточно устойчивом режиме минералообразования, по крайней мере, на этапе отложения кварца с рудными минералами и золотом.

Обращает на себя внимание морфологически четко выраженный облик газово-водных включений в кварце и кальците заключительной кварц-кальцитовой стадии. В этих минералах включения, как правило, неправильной формы, плоские, с тонкими хорошо выраженными границами. В кварце они имеют червеобразный, кляксо- или амебоподобный облик с многочисленными отростками с закругленными окончаниями. В кальците же неправильная форма отрицательных включений осложнена угловатыми выступами и внутренней скульптурой граней, форма, размещение, ширина зон роста которых и

внутренние межгранные углы плоскостей нарастания сохраняют во включениях элементы подобия, свойственные ромбовидным положительным кристаллам кальцита.

Термометрия минералообразующих процессов

Метаморфогенный этап

Изучен кварц, слагающий короткие линзовидные или будинированные жилы непостоянной мощности, приуроченные обычно к трещинам межпластового отслаивания в терригенных толщах и нередко согласные с морфологией складчатости вмещающих осадочных пород. По внешнему облику и микроскопическим свойствам он идентичен кварцу (с термически вскрытыми включениями), встречающемуся в виде ксенолитов в дайках спессартитов. С одной стороны, это свидетельствует о времени внедрения даек после завершения метаморфогенного кварцеобразования (или, по крайней мере, на конечных стадиях этого этапа), с другой - о метаморфизме кварцевых жил и линз магматическими расплавами. Уже известные сведения о позднеюрском возрасте спессартитовых даек определяют и возраст Наталкинского месторождения, фрагменты даек в рудных зонах которого позволяют достаточно надежно определять возраст основного магматогенно-гидротермального золотого оруденения месторождения. Проявления этого кварца изучались не только на Наталкинском, но и на Омчакском и Павликовском месторождениях, а также на удалении от них.

Температурные условия кристаллизации метаморфогенного кварца изучены по образцам, отобранным с поверхности на Северо-Западном и Центральном участках Наталкинского месторождения (табл. 7.1, рис. 7.2).

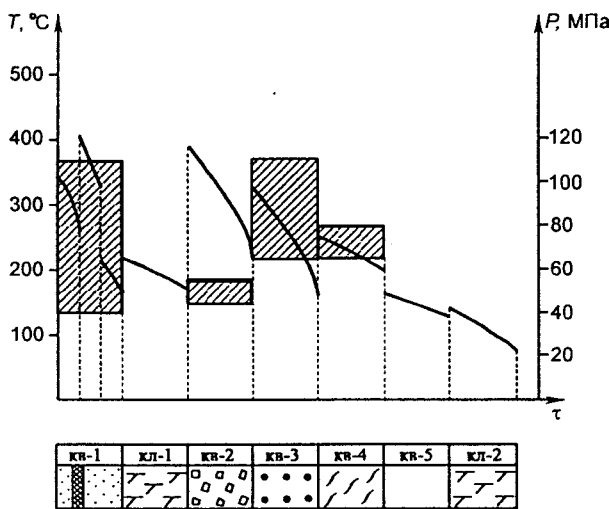


Рис. 7.2. Температуры и давления минералообразования при формировании рудных тел Наталкинского месторождения: кв - кварц различных генераций; кл - кальцит первой и второй генерации

Все включения гомогенизируются в интервале температур 410-170°C в жидкую фазу. По температурному признаку можно выделить четыре группы включений, три из которых характеризуют основной этап минералообразования, свидетельствующий сначала о разогреве, а затем об охлаждении среды: 340-260, 410-330, 220-170°C. Наиболее высокие температуры зафиксированы по мнимовторичным включениям, на долю которых приходится 12-15% общего количества включений в метаморфогенном кварце. Появление высокотемпературной генерации метаморфогенного кварца, вероятно, связано с кратковременной активизацией глубинного теплового очага (с развитием дайкового магматизма). Завершение кристаллизации вкрапленного пирита соответствует времени формирования метаморфогенного кварца, и, следовательно, температура изоморфного вхождения золота-1 в пирит, скорее всего, составляет 220-170°C.

Выделение этих трех различающихся по агрегатному состоянию и составу включений уже свидетельствует о периодической открытости минералообразующей системы. Даже на каждом отдельно взятом температурном интервале неоднозначность температур может быть связана с кратковременным вскрытием герметизированной системы, резким падением температуры, пересыщением растворов, выпадением новообразованных минеральных фаз и, соответственно, герметизацией системы уже на новой, более низкотемпературной стадии. Естественно, каждая такая стадия должна сопровождаться своим процессом метаморфогенного минералообразования. Поэтому выделенные температурные интервалы могут быть приняты за свидетельство стадийно развивавшегося метаморфогенного этапа.

Выделяется еще одна низкотемпературная группа включений, гомогенизация которых происходит при температурах 140-80°C, но их положение, агрегатное состояние и морфология свидетельствуют

Таблица 7.1

Результаты термо- и барометрического изучения рудообразующих процессов на Наталкинском месторождении

Этап	Минеральная ассоциация	Минерал	Горизонт, м	Температурный интервал рудообразования	Интервал давления при рудообразовании, МПа	Температура отложения золота, °С
Метаморфогенный	Кварц-хлорит-полевошпатовая	Кварц-1.1	800, 700, 650	340-260	110-40	220-170
		Кварц-1.2		410-330		
		Кварц-1.3		220-170		
		Кальцит-1		230-110		
Магматогенный	Кварц-пирит-арсенипиритовая	Кварц-2	650	Кварц-сульфидная стадия		250-200
				390-330	55-44	
				350-240		
			280-240			
			800	380-330		
				340-220		
	280-260					
	Кварц-сульфидно-сульфосолевая	Кварц-3	650	320-260	110-75	220-180
			800	220-180	65	
	Кварц-антимонитовая	Кварц-4	800	180-160		250-200
250-200						
Кварц-кальцитовая	Кварц-5	650, 600	Кварц-карбонатная стадия			
			Кальцит-2	160-130		140-80

о явно наложенном, эпигенетическом происхождении и, судя по значениям температур, вероятно, отвечают уже постмагматической стадии затухания гидротермальной деятельности на месторождении.

В пределах месторождения часто встречаются дайки спессартитов, включающих многочисленные обломки молочно-белого крупнокристаллического кварца. Изучение этого кварца показало, что основная масса наиболее крупных включений в нем вскрыта под влиянием термического воздействия внедрявшегося магматического расплава. Сохранились лишь самые мелкие включения, размеры которых $< 5-10$ мкм. По агрегатному состоянию это углекислотно-водные и существенно углекислотные включения, аналогичные включениям в метаморфогенном кварце. Незначительные размеры и объемный облик включений препятствуют выявлению температур их гомогенизации, хотя, судя по наполнению отдельных слабопрозрачных, но с видимыми межфазовыми (жидкость - газ) границами первичных включений, температуры их гомогенизации должны находиться в пределах $350-300^{\circ}\text{C}$. Тем не менее, внедрение этих даек, вероятно, и обусловило появление группы высокотемпературных включений с температурным диапазоном $410-330^{\circ}\text{C}$ в жильном метаморфогенном кварце.

В ксенолитах кварца в спессартитах имеются включения и другого типа (водно-солевые, двух- и многофазовые), но они характеризуют более поздний, гидротермальный этап развития структуры.

Магматогенно-гидротермальный этап. Кварц-сульфидная стадия

Кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация. Кварц-2 этой ассоциации представлен в основном среднезернистым минеральным парагенезисом, включающим небольшое количество крупнокристаллических арсенопирита, пирита и золота.

Условия образования ранней продуктивной кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации изучены по кварцу, отобранному с поверхности (отм. 800 м), а также с горизонта 650 м Центрального и Северо-Западного участков (см. табл. 7.1). В большинстве включений присутствует жидкая углекислота. На Центральном участке минералообразование этой ассоциации, как показывают данные по температурам гомогенизации включений, происходило в диапазоне температур от 390 до 110°C . Этот диапазон включает, по крайней мере, по четыре температурные волны мигрирующих растворов для каждого из двух изученных горизонтов. Несколько более высокие температуры: $390-330$, $350-240$, $280-240$ и $170-110^{\circ}\text{C}$ отличают руды с горизонта 650 м. Для этого горизонта четко выделяются только два оптимальных температурных интервала кристаллизации кварца-2, сопровождавшегося сульфидным минералообразованием, - $350-240$ и $280-240^{\circ}\text{C}$. Отложение арсенопирита и пирита началось в конце первого и захватило весь второй температурный интервал кристаллизации кварца-2 этой стадии - от 250 и, вероятно, до 200°C . Этому же температурному диапазону отвечает и кристаллизация золота-2.

Пониженный температурный диапазон минералообразования $380-330$, $340-220$, $280-260$ и $170-110^{\circ}\text{C}$ характеризует более высокий горизонт месторождения - 800 м. Четвертый из установленных температурных интервалов, одинаковый для обоих горизонтов, вероятно, отвечает поздней стадии минералообразования и значительно оторван во времени от стадии основного рудоотложения. По-видимому, для обоих горизонтов точнее будет говорить не о температурных волнах, а о своего рода «погодных» условиях в отдельных обводненных блоках (нишах) рудообразующей системы, температурные границы которых определялись степенью ее закрытости-открытости, т.е. изменением давления.

На Северо-Западном участке условия образования ранней продуктивной кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации с золотом-2 изучены по кварцу, отобранному только с поверхности. Полная гомогенизация углекислотно-водных включений осуществляется при $220-180^{\circ}\text{C}$. Для вторичных включений, не содержащих жидкой углекислоты, зафиксированы температуры до 140°C . Снижение температур и давлений на участке, вероятно, связано с проявившимся эпизодом разгерметизации системы. Возможно, что изучен лишь кварц, характеризующий заключительный период минералообразования этой стадии рудоотложения.

Кварц-сульфидно-сульфосольная ассоциация. Температурные условия образования второй магматогенно-гидротермальной золотоносной ассоциации изучены по кварцу-3, находящемуся в парагенезисе с максимальным для месторождения количеством сульфидов, сульфосолей и золота (см. табл. 7.1). Кварц был отобран как по простиранию рудных зон, так и по вертикали в доступном для отбора проб интервале оруденения: по простиранию рудных тел до $800-1000$ м, по падению - до 400 м.

Вторая продуктивная кварц-сульфидно-сульфосольная с золотом-3 ассоциация изучена на поверхности Северо-Западного и на горизонте 650 м Центрального участка месторождения. Температура ее

формирования на всех участках достаточно устойчива и охватывает интервал от 320 до 160°C. При этом основное минералоотложение проходило в трех температурных диапазонах: 320-260, 220-180 и 180-160°C. Кристаллизация золота связана со второй температурной волной. Заметим, что на Северо-Западном участке в пробах, отобранных из канав и содержащих различные сульфиды, в кварце-3 можно выделить две группы включений с температурами гомогенизации 300-240 и 220-180°C. С сульфидами ассоциирует кварц, содержащий включения с пониженными температурами гомогенизации.

Кварц-антимонитовая ассоциация. Тонкозернистый характер кварца этой ассоциации и крайне мелкие размеры газовой-жидких включений в нем не позволили инструментальным путем провести измерение в его выделениях температур гомогенизации. Однако, принимая во внимание, что образование минерального комплекса этой ассоциации завершало кремнекислотный этап формирования рудных тел месторождения, который в целом характеризуется систематическим снижением температуры кристаллизации от ранних стадий к поздним и сменяется еще более низкотемпературным этапом карбонатообразования, температуру отложения кварц-антимонитовой ассоциации можно оценить в 250-200°C. К этому же интервалу в целом можно отнести и отложение золота-4.

Кварц-кальцитовая ассоциация. Температурные условия минеральных комплексов послепродуктивной кварц-карбонатной стадии изучены по кварцу рудных тел Северо-Западного участка месторождения и кальциту жильных тел Центрального участка (см. табл. 7.1). Поздний кварц на Северо-Западном участке образует маломощные просечки в продуктивном кварце и содержит газовой-водные включения, гомогенизирующиеся при температурах 160-130°C. Температурный интервал кристаллизации кальцита в рудных телах Центрального участка более широк - от 230 до 80°C. При этом распределение температур в пространстве носит достаточно сложный характер. Так, кальцит одних рудных зон горизонта 750 м содержит включения, по которым зафиксированы температуры 200-180°C. Кальцит других рудных зон этого же горизонта характеризуется включениями с температурой всего лишь 90-80°C. Такое же поведение температур свойственно и кальциту горизонта 700 м, которому отвечают два температурных интервала образования минерала: 230-210 и 140-110°C. Распределение температур скорее характеризует кальцит разных генераций: одной генерации соответствует диапазон 230-110°C, другой - 140-80°C. О положении первой генерации кальцита в общей схеме минералообразования сказать что-либо определенное трудно. Возможно, она отвечает конечным фазам стадии формирования метаморфогенного кварца. Поздняя генерация кальцита явно послерудная (послезолотая).

Давления при минералообразовании. В ходе исследований нами использован один из широко известных методов определения давления по сингенетическим включениям водного раствора и двуокиси углерода [Калюжный, 1960; Лесняк, 1964]. Расчет давлений проведен по данным о температуре гомогенизации включения водного раствора гомогенного происхождения и удельном объеме (или плотности) углекислоты при консервации включения с использованием РТ-диаграммы CO_2 с изолиниями удельных объемов по Е. Н. Амага [Amagat, 1891, 1892] (рис. 7.3) и таблицами В. А. Калюжного [1960], составленными по данным Е. Н. Амага (табл. 7.2, 7.3).

По сингенетическим водным и углекислотным включениям в метаморфогенном кварце рассчитаны давления, которые укладываются в диапазон 110-75 МПа (табл. 7.4).

В одном из образцов раннего кварца кварц-сульфидной стадии минералообразования (кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация), отобранного на горизонте 650 м в центральной части месторождения, в ходе термометрических исследований были установлены две группы включений, различающиеся и по составу, и по температуре гомогенизации. Первая группа включений углекислотно-водно-газовая гомогенизируется при 390-270°C, реже 250°C. Большая часть включений этой группы попадает в интервал 310-260°C. Вторая - газовой-водная - гомогенизируется при 240-180°C.

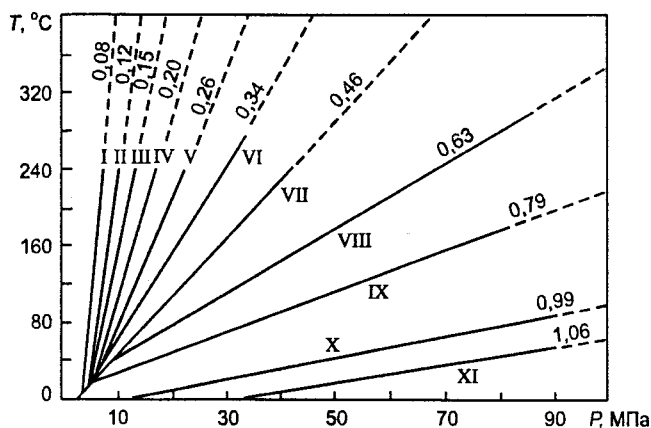


Рис. 7.3. РТ-диаграмма CO_2 с изолиниями удельных объемов [Amagat, 1891, 1892]

Кривая насыщения жидкость - газ для CO₂ [Amagat, 1891]

Температура, °С	Плотность жидкой CO ₂ , г/см ³	Плотность газобразной CO ₂ , г/см ³	Давление, атм	Температура, °С	Плотность жидкой CO ₂ , г/см ³	Плотность газобразной CO ₂ , г/см ³	Давление, атм
0	0,914	0,096	34,3	18	0,786	0,176	53,8
1	0,910	0,099	35,2	19	0,776	0,183	55,0
2	0,906	0,103	36,1	20	0,766	0,190	56,3
3	0,900	0,106	37,0	21	0,755	0,199	57,6
4	0,894	0,110	38,0	22	0,743	0,208	59,0
5	0,888	0,114	39,0	23	0,731	0,217	60,4
6	0,882	0,117	40,0	24	0,717	0,228	61,8
7	0,876	0,121	41,0	25	0,703	0,240	63,3
8	0,869	0,125	42,0	26	0,688	0,252	64,7
9	0,863	0,129	43,1	27	0,671	0,266	66,2
10	0,856	0,133	42,2	28	0,653	0,282	67,7
11	0,848	0,137	45,3	31,0	0,536	0,392	72,3
12	0,851	0,142	46,4	29	0,630	0,303	69,2
13	0,831	0,147	47,5	30	0,596	0,334	70,7
14	0,822	0,152	48,7	30,5	0,574	0,356	71,5
15	0,814	0,158	50,0	31,25	0,497	0,422	72,8
16	0,804	0,164	51,2	31,35	0,464	0,464	72,9
17	0,796	0,170	52,4	-	-	-	-

Таблица 7.3

Наполнение и температура гомогенизации включений CO₂, отвечающих изохорам I-XI на рис. 7.2

Изохоры	Плотность, г/см ³	Температура гомогенизации, °С	Наполнение жидкой CO ₂ , % при t = 0°С
I	0,08	-	-
II	0,12	6,8	3
III	0,15	13,6	7
IV	0,20	21,1	13
V	0,26	26,6	20
VI	0,34	30,2	30
VII	0,46	31,4	45
VIII	0,63	29,0	65
IX	0,79	17,6	85
X	0,99	-	-
XI	1,06	-	-

Таблица 7.4

Оценка давления при минералообразовании на Наталкинском месторождении (по результатам изучения сингенетических включений с CO₂ и водно-солевыми)

Минеральная ассоциация	Минерал	Горизонт отбора проб, м	Температурный интервал гомогенизации включений в образце, °С	Интервал давления по включениям, МПа
Кварц-хлорит-полевошпатовая	Кварц-1	650	310-260	110-90
		800	240-190	85-40
Кварц-пирит-арсенопиритовая	Кварц-2	650	280-220	60-45
		800	280-240	55-45
Кварц-сульфидно-сульфосольная	Кварц-3	800	260-240	65
		900	320-260	110-75
	Кварц-3 с золотом	800-650	240-220	80-65

Максимальное число замеров в этой группе попадает в интервал 240-190°C. Судя по положению (со-вместности в плоскости анализа под микроскопом), морфологии и размерам отдельных из них, эти группы включений являются сингенетичными. Достаточно узкий интервал температур гомогенизации сингенетичных включений, имеющих разный состав и фазовые соотношения, свидетельствует о гетерогенности растворов в период минералообразования. Давления рудоносных растворов, рассчитанные по углекислотно-водным и сингенетичным им газовой-жидким включениям, варьируют в пределах 110-40 МПа. Оптимальный интервал давлений для выделенных групп углекислотно-водных (310-260°C) и газовой-водных без жидкой углекислоты (240-190°C) составляет 85-40 МПа.

Давление в гидротермальной системе на горизонте 800 м, рассчитанное по сингенетичным включениям с углекислотой и без в кварце кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации для температурного интервала 280-220°C, изменялось от 60 до 45 МПа (см. табл. 7.4). Среднее рассчитанное значение давления рудоотложения, если оно соответствует открытой системе, может рассматриваться в качестве репера для определения глубины рудонакопления, по крайней мере, на этом этапе минералообразования. С учетом среднего литостатического градиента давления 25 МПа на 1 км углубки, минимальная глубина отложения руд этого периода формирования месторождения составляла около 2 км. Средний температурный градиент в пределах 8°C на 100 м по вертикали позволяет говорить о сходных условиях рудоотложения на значительном вертикальном интервале.

На северо-западном участке рассчитанные давления в гидротермальной системе по включениям в кварце-2 ранней продуктивной (кварц-пирит-арсенопиритовой) ассоциации существенно углекислотного и сингенетичного им газовой-водного состава изменялись от 55 до 45 МПа.

Наиболее высокие давления минералообразования зафиксированы по включениям в кварце-3 второй продуктивной ассоциации магматогенно-гидротермального этапа. Кварц отобран с поверхности в пределах Северо-Западного участка, зафиксированные в нем давления укладываются в интервал 110-75 МПа, такой же, как и при метаморфогенном минералообразовании. На горизонте 800 м (примерно на 100 м ниже) давления значительно меньше (65 МПа). Вероятно, это нижняя граница давления в период продуктивного кварцеобразования. По-видимому, она отвечает периоду отложения золота-3 как одного из наиболее поздних минералов этой ассоциации.

На Центральном участке на всех изученных горизонтах (800, 700 и 650 м) интервал рассчитанных давлений для стадии образования кварца второй продуктивной ассоциации составляет 80-65 МПа (см. табл. 7.4). Более высокие давления высоких горизонтов Северо-Западного участка по сравнению с более глубокими горизонтами, возможно, являются следствием разворота минерализованного блока месторождения в целом с юго-востока на северо-запад с выводом последнего на более высокие горизонты уже после завершения основного рудоотложения.

Состав и концентрации минералообразующих растворов по включениям в минералах

Метаморфогенный этап. Основное отличие раннего метаморфогенного кварца от кварца магматогенно-гидротермальных рудных стадий формирования месторождения заключается прежде всего в агрегатном состоянии сформировавших их гидротермальных растворов. В кварце метаморфогенного происхождения присутствуют как включения с высоким потенциалом углекислоты (вплоть до включений с жидкой CO_2), так и газовой-водные, где углекислота присутствует только в газовой фазе. В последнем типе включений часто встречаются минералы-узники, представленные легкорастворимыми хлоридами калия и натрия. Другое отличие от рудоносного кварца связано с размером включений. В метаморфогенном включения намного крупнее, чем в кварце рудного этапа.

Для метаморфогенного кварца характерны включения самой разнообразной формы, но преобладают округлые, близкие к идиоморфным негативным кристаллам минерала-хозяина. Среди них выделяются трехфазовые, с хлоридами калия и натрия, на долю которых приходится от нескольких до 10-15% объема вакуоли, и двухфазовые газовой-жидкие с соотношением газ/жидкость 1:10 - 1:2.

Минералообразующие растворы метаморфогенного этапа формирования рудоносной структуры не отличались постоянством состава. В целом они имели гетерогенный характер, что видно по фазовому составу включений. В одном минеральном зерне встречаются включения как с углекислотой и даже существенно углекислотные, так и газовой-водные с низкими содержаниями CO_2 . В кварце иногда наблюдаются участки, содержащие включения с высокими концентрациями солей, нередко образующих

одну или две кристаллические фазы. Расчеты показали, что концентрации солей в таких водно-солевых включениях намного превышают максимальную растворимость NaCl в воде при температуре 20°C.

О химическом составе растворов этапа метаморфогенного кварцеобразования можно судить по результатам изучения газово-водных включений в кварце догидротермальных жильных тел. Состав включений изучен визуально-оптическим, химическим, спектрохимическим и газохроматографическим методами.

Визуально-оптическое изучение метаморфогенных жильных тел рудного поля Наталкинского месторождения показало, что они сложены в основном массивными агрегатами зерен молочно-белого, иногда буроватого кварца, интенсивно насыщенного включениями различного типа. В кварце широко развиты включения однофазовые жидкие, газовые, газово-водно-углекислотные, иногда газово-водно-солевые с минералами-узниками, представленными хлоридами натрия и калия. Включения различны по размеру, в большинстве своем мелкие (менее 5-10 мкм), но нередко встречаются и достаточно крупные (до 50-70 мкм) с хорошо различимыми соотношениями фаз. Мелкие включения по очертаниям близки к идиоморфным, морфология крупных - сложная, ксеноморфная. Большое разнообразие состава и морфологических свойств включений указывает на непостоянство режима метаморфогенного минералообразования, длительность и многостадийность его проявления, неоднородность флюида на всех этапах метаморфического преобразования осадочных толщ.

Дополнительную информацию о составе метаморфогенных растворов дают результаты анализа водных вытяжек из кварца жильных тел этого генетического типа (рис. 7.4). Водные вытяжки характеризуются сравнительно невысокими и в целом устойчивыми содержаниями натрия и калия, не превышающими 20 мг-экв./100 г обр. в %. Содержания других макрокомпонентов (кальция и магния) обычно невыразительны. Однако для ряда анализов два последних компонента являются резко преобладающими. На их долю приходится до 80 мг-экв./100 г обр. в %. В анионной группе компонентов во всех анализах по содержанию лидирует гидрокарбонат-ион (до 75 мг-экв./100 г обр. в %) или хлорид-ион (до 45-50 мг-экв./100г обр. в %). Доля щелочно-земельных компонентов и гидрокарбонат-иона выше во включениях в кварце из тел, вмещающими для которых служат карбонатные или карбонатсодержащие породы.

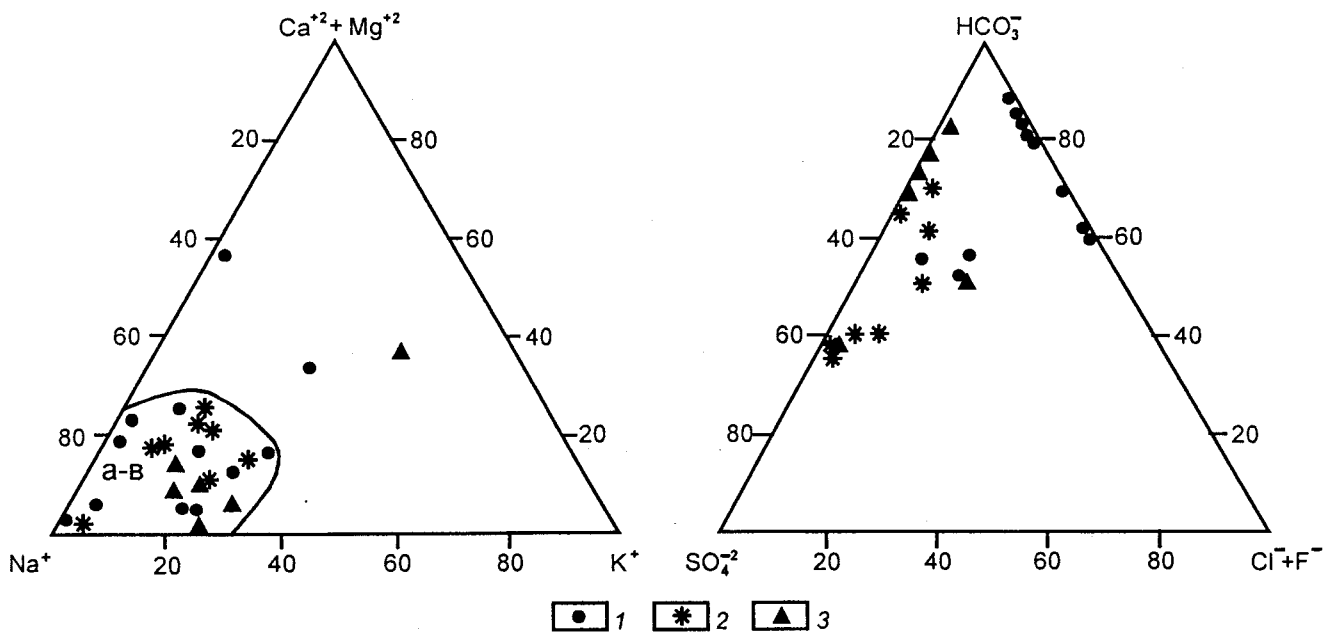


Рис. 7.4. Результаты анализа водных вытяжек из раннего метаморфогенного кварца. Окрестности рудных узлов: 1 - Омчакского, 2 - Среднеканского, 3 - Утинского

Отмечается крайне непостоянное поведение в растворах метаморфогенного этапа сульфат-иона. Вероятно, это связано с неравномерным распределением участков сероводородного заражения, где происходило как сульфидообразование с реакционноспособными железом и мышьяком (удаление серы из

растворов), так и обогащение сульфид-ионами растворов, позднее законсервированных в кварце в виде включений. Разгерметизация включений при дроблении и истирании кварцевой матрицы приводила к окислению сульфид-иона до сульфат-иона, чем и объясняется присутствие в составе водных вытяжек этого компонента, а не сульфид-иона.

В целом анализ состава водных вытяжек из метаморфогенного кварца показывает, что минералообразующие растворы, благодаря высоким содержаниям углекислоты, имели существенно гидрокарбонатный состав, а высокая соленость придала растворам натриевый характер.

Магматогенно-гидротермальный этап. В большинстве включений в кварце магматогенно-гидротермального этапа минералоотложения, как и метаморфогенного (за исключением кварц-антимонитовой и кварц-кальцитовой ассоциаций), установлено присутствие жидкой углекислоты.

Состав растворов периода кристаллизации золота, судя по водным вытяжкам из кварца кварц-пирит-арсенипиритовой ассоциации, гидрокарбонатно-хлоридный; в катионной группе элементов преобладают щелочные компоненты - кальций, натрий и несколько менее выразителен калий. Соленость гидротерм в целом невысока и обычно не превышает 30 г/л, составляя в среднем 21-25 г/л.

Гидротермальные растворы при формировании кварц-сульфидно-сульфосольной ассоциации также имели гидрокарбонатно-хлоридный состав. Среди катионов в отличие от растворов стадии ранней ассоциации преобладают натрий и калий. На отдельных участках была достаточно заметной роль сульфат-иона и кальция (рис. 7.5).

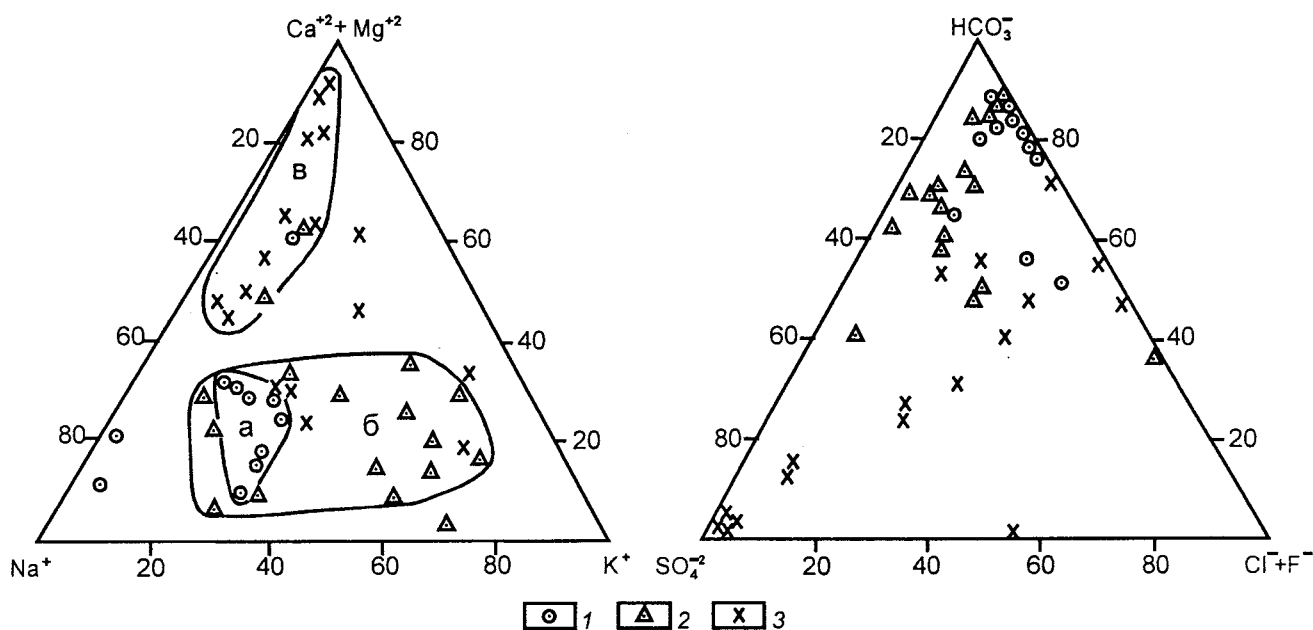


Рис. 7.5. Результаты анализа водных вытяжек из продуктивного кварца месторождений Тенькинской зоны: 1 - Наталкинское, 2 - Павликовское, 3 - Дегдеканское месторождения

Солевые концентрации гидротермальных растворов на различных участках рудного поля были неодинаковы, хотя в целом гидротермы малосолены. Расчеты показывают, что минерализация растворов меняется от 12,30 до 30,30 г/л. Для сравнения можно отметить, что соленость гидротерм вулканогенных месторождений составляет в среднем 120-150 г/л, а на большинстве золото-редкометалльных месторождений превышает 300 г/л. Однако роль углекислоты в рудообразующем процессе во всех вулканогенных и золото-редкометалльных месторождениях невыразительна.

Криометрические исследования однофазных жидких включений показали низкую (менее 5 вес.%) солевую концентрацию растворов. Они по составу, вероятнее всего, представлены хлоридами натрия и калия, может быть, с примесью магния, так как температуры эвтектики этих смесей близки к полученным (-25...-30°C).

Таким образом, по данным изучения водных вытяжек из кварца Наталкинского месторождения, на всех этапах формирования ему были свойственны существенно натриевые, гидрокарбонатные растворы с участием в их составе K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , $(Cl+F)^-$ - ионов.

Газовый состав минералообразующих растворов. Основными газовыми компонентами проанализированных включений являются углекислота и другие кислые газы (табл. 7.5). Среднее содержание их достигает 50-80 об.% во включениях в кварце продуктивных ассоциаций и 45 об.% в кварце непродуктивных ассоциаций. Из табл. 7.5 видно, что на Наталкинском месторождении содержание CO_2 в кварце продуктивных ассоциаций в 2 раза больше, чем в непродуктивном.

Таблица 7.5

Результаты анализа состава газовой фазы включений в кварце Наталкинского месторождения

Минеральная ассоциация	CO_2	CO	H_2	N_2 и редкие газы	Примечание
<i>Метаморфогенный этап</i>					
Кварц-хлорит-палеошпатовая	94,5	0,0	0,0	5,5	Доля существенно углекислотных включений достигает 30% от их общего количества
	81,2	0,0	0,0	18,2	
	43,4	0,0	0,0	56,4	
<i>Магматогенно-гидротермальный этап</i>					
<i>Кварц-сульфидная стадия</i>					
Кварц-пирит-арсенопиритовая	93,0	0,0	0,0	7,0	На долю существенно углекислотных включений приходится до 15-17%
	94,0	0,0	0,0	6,0	
	56,0	0,0	0,0	44,0	
	52,0	0,0	0,0	48,0	
Кварц-сульфидно-сульфосольная	91,5	0,0	0,0	8,5	Преобладают газовой-водные включения. Существенно углекислотных включений не более 10%
	89,5	0,0	0,0	10,5	
	80,0	0,0	0,0	20,0	
	75,5	0,0	0,0	24,5	
	71,0	0,0	0,0	29,0	
<i>Кварц-карбонатная стадия</i>					
Кварц-кальцитовая	76,5	15,0	8,5	0,0	Обнаружен O_2 - 18 об.%
	60,5	0,0	0,0	21,5	
	46,0	0,0	0,0	54,0	
	30,0	0,0	0,0	70,0	
	15,0	0,0	0,0	71,0	

Широкое распространение мельчайших (< 5-10 мк) однофазовых жидких и газовых включений свидетельствует об образовании метаморфогенного кварца, по крайней мере, на ранней стадии его кристаллизации, из переуплотненных (более 200 МПа), но уже расслоенных на жидкость и газовый конденсат флюидов. Дальнейшая кристаллизация продолжалась в замкнутой системе при более низких давлениях (110-75 МПа). Снижение давления вызвало новый акт разделения жидкой части флюида на несмешивающиеся фазы - водно-солевой раствор, газовую смесь и кристаллики солей. В составе газов водно-солевых включений и включений газовых конденсатов, по данным хроматографии, преобладают углекислота и углеводороды типа метана. Концентрации солей в водной фазе включений, не содержащих жидкой углекислоты, судя по объему твердофазных хлоридов, намного превышают максимальную растворимость NaCl при температуре 20°C, которая, как известно, составляет 265 г/л.

По набору газов выделены три группы включений. Первая представлена включениями с углекислотой, другими кислыми газами (H_2S , SO_2 , SO_3 , NH_3), окисью углерода и водородом. Вторая - углекислотой, другими кислыми газами, азотом и редкими газами. Третья - углекислотой, другими кислыми газами, кислородом, азотом и редкими газами. Отсюда можно предполагать более окислительную обстановку при отложении золотоносного кварца по сравнению с незолотоносным при формировании Наталкинского месторождения. Присутствие кислорода (см. табл. 7.5) в непродуктивном кварце свидетельствует о повышении окислительно-восстановительного потенциала в гидротермальной системе на заключительных стадиях формирования рудных тел.

Хроматографическим анализом во включениях обнаружены углекислота, метан, азот, окись углерода, редко водород. Основная среда представлена водой. Среди перечисленных газов преобладает углекислота (65-95%), значительно меньше окиси углерода (3-22%), метана (1-6%) и азота (0-9%). Газовая составляющая минералообразующих флюидов продуктивного и непродуктивного кварца существенно не различается ни по общей газонасыщенности, ни по отношению окисленных газов к восстановленным, ни по набору газов. Значимые различия выявлены по соотношению воды и углекислоты. Во включениях в продуктивном кварце доля воды существенно выше, чем углекислоты. Таким образом, на основании исследования газово-жидких включений в кварце продуктивных и непродуктивных жил выявлены общие черты: минералообразующие растворы были низкой концентрации; кварцы обоих типов сформированы из гетерогенных растворов; существенная разница зафиксирована по содержанию углекислоты во флюиде - во включениях продуктивного кварца содержания углекислоты ниже.

Павликовское месторождение. Для продуктивного кварца Павликовского месторождения характерны в целом те же типы включений, что и для Наталкинского. Единственное отличие состоит в более малых их размерах (первые микроны), часто затрудняющих установление агрегатного состояния и соотношения фаз. В наиболее пригодных для изучения образцах выделены включения: а - газово-жидкие с соотношением фаз Г : Ж = 1 : 1,5 - 1 : 2; б - газово-жидкие с соотношением Г : Ж = 1 : 5 - 1 : 6; в - с жидкой углекислотой Г : Ж_{CO₂} : Ж = 1 : 2 : 2 - 1 : 1 : 3. Основные интервалы температур гомогенизации совпадают с таковыми на Наталкинском месторождении. Включения типа «а» и «в» гомогенизируются при температурах 330-260°C, а «б» - 240-190°C. Из-за отсутствия в изученных образцах надежно устанавливаемых сингенетичных пар углекислотно-газово-водных и газово-водных включений, рассчитать давление минералообразующих растворов не удалось. Однако, судя по плотностям жидкой CO₂ на обоих месторождениях и идентичным температурным интервалам минералообразования, можно предположить и близкие барические условия их формирования. На Павликовском месторождении состав минералообразующих растворов также имеет гидрокарбонатный состав, но в катионной части значительно большую роль начинает играть калий.

В итоге визуального изучения включений и большого количества замеров температур их гомогенизации как по простиранию, так и по падению рудных зон для Павликовского месторождения было констатировано отсутствие температурного градиента на изученном вертикальном интервале рудных тел и отмечена выдержанность состава включений во всех разновидностях кварца - из массивных жил, тонких прожилков, метасоматического и др.

Таким образом, формирование метаморфогенного кварца на площади золотых малосульфидных месторождений Омчакского рудно-россыпного узла осуществлялось из существенно углекислотных, углекислотно-водных и иногда высококонцентрированных водно-солевых гидротермальных растворов в высокотемпературных условиях с интервалом от 410 до 170°C при давлениях от 110 до 75 МПа. Рудному комплексу магматогенно-гидротермального этапа свойственны более низкие температуры - от 390 до 110°C и давления 110-44 МПа. Отложению золота-2, завершающему отложение рудного комплекса минералов, отвечает температурный интервал 260-220°C. Состав минералообразующих растворов для всех стадий отложения руд гидрокарбонатно-хлоридный. Среди катионов на этапе метаморфогенного минералообразования преобладает натрий, на этапе магматогенно-гидротермального вместе с натрием заметную роль приобретает и калий. В отдельные периоды возрастает роль кальция и сульфат-иона. По концентрациям растворы могут быть отнесены к слабосолевым.

По сингенетичным углекислотно-водным со свободной жидкой углекислотой и газово-водным без жидкой CO₂ включениям в кварце-2 кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации рассчитан вертикальный температурный градиент, равный 8°C. По мелкозернистому кварцу-3 второй продуктивной (кварц-сульфидно-сульфосольной) ассоциации магматогенно-гидротермального этапа также был рассчитан вертикальный температурный градиент. При этом следует исходить из того, что для рудных тел Центрального участка (горизонт 650 м) зафиксированы температуры 320-260 и 240-200°C, а для горизонта современной поверхности - 300-240 и 200-180°C. Отложение золота, вероятно, происходило в диапазоне 240-180°C. Разница в температурах гомогенизации включений в кварце-3 различных горизонтов, отнесенная к вертикальному интервалу 170-200 м, дает температурный градиент 8-10°C на 100 м. Невысокий температурный градиент является благоприятным признаком распространения оруденения на глубины, большие разведанных.

В результате изучения термобарогеохимических условий формирования данных месторождений можно отметить следующее. Для всех золоторудных объектов зоны характерен ярко выраженный углекислотно-водный тип растворов.

Особенностью продуктивного и непродуктивного кварца является наличие в нем многократно повторяющихся групп разнонаполненных первичных включений, откуда следует, что значительная часть кварцевого материала, слагающего золотоносные зоны месторождения, образована из гетерогенных (кипающих) гидротермальных растворов, фрагменты которых, обладающие различными плотностями, были закапсулированы в кварцевой матрице. Подобные процессы могут происходить только в момент разгерметизации системы, падение давления в которой вызывает вскипание растворов. Поскольку положение участков распространения скоплений разнонаполненных сингенетичных включений в объеме рудных зон характеризуется линейностью и разнонаправленностью, то из этого вытекает, что они, во-первых, трассируют внутрирудные ослабленные участки (синрудные плоскости смещения, нарушения в кристаллизующейся массе), во-вторых, свидетельствуют о периодичности подобных нарушений и, следовательно, о повторяемости событий разгерметизации рудообразующего пространства, проявлении дросселирующего эффекта и активизации процессов привноса-выноса минералообразующих компонентов. О существовании такого эффекта в рудной системе можно судить по возникновению хотя и неправильных по форме, но в целом линейно вытянутых участков тонкокристаллического кварца. Тонкокристалличность связана с высокой скоростью истечения гидротермальных растворов и быстрой кристаллизацией кремнезема *in situ*.

На Наталкинском месторождении 80% включений в магматогенно-гидротермальном кварце двух первых, основных продуктивных ассоциаций гомогенизируются в интервале 340-300°C. Значимых различий в температурах гомогенизации включений в кварце продуктивных и малопродуктивных ассоциаций в пределах месторождений не выявлено, в том числе на участках распространения кварца, содержащего сингенетичные углекислотно-водные и газово-водные без жидкой углекислоты законсервированные минералообразующие среды. Поскольку при одинаковых значениях температур гомогенизация включений происходит чаще в жидкость, чем в газ, можно сделать вывод о преобладающем жидком состоянии минералообразующей среды. Иногда встречаются участки кварцевых жил с группами первичных разнонаполненных газово-жидких включений, свидетельствующих о критических превращениях в рудообразующей флюидной системе и захваченных на линии двухфазового равновесия жидкость - газ.

Совместное нахождение существенно газовых, газово-жидких, газово-жидко-углекислотных и углекислотных включений и их различное наполнение позволяют предполагать кипение растворов в период кристаллизации кварца, которое могло происходить при падении внешнего давления.

По агрегатному состоянию газово-водных включений в минералах изученного месторождения представляется возможным отличать ранний метаморфогенный кварц от кварца рудного этапа. В метаморфогенном кварце есть включения как существенно углекислотные, так и газово-водные с твердой фазой NaCl и(или) KCl; в продуктивном кварце включения с твердой фазой отсутствуют.

В продуктивном кварце отмечаются сообщества включений, имеющих значительный общий температурный интервал гомогенизации от 390 до 120°C. При этом выделяются, по крайней мере, три их генерации: существенно газовая (390-350°C), углекислотно-водная (350-250°C), водная (270-120°C). Давление флюида, определенное по углекислотно-водным и сингенетичным им газово-жидким включениям, соответствует 110-40 МПа.

Сравнение результатов анализа водных вытяжек из раннего метаморфогенного и гидротермального продуктивного кварца показывает существенно натриевый характер растворов в первом и калий-натриевый - во втором типах кварца месторождений Омчакского узла.

Малая изменчивость термобарогеохимических параметров образования месторождений по вертикали указывает на распространение оруденения на глубины больше изученных.

Для золотых малосульфидных месторождений Омчакского рудно-россыпного узла связь с интрузивным магматизмом проблематична и намечается лишь по косвенным геолого-геофизическим и минералого-геохимическим признакам. Тем не менее, условия их формирования, сходные с режимом образования золото-редкометалльных месторождений, от которых они отличаются в основном лишь пониженными температурными характеристиками, позволяют говорить о существовании подобной связи, несмотря на пространственную разобщенность месторождений и интрузивных тел.

Как видно из приведенных материалов, на месторождениях Омчакского рудно-россыпного узла (и прежде всего на Наталкинском) условия проявления метаморфогенных, магматогенных на стадии флюидоотделения событий, обеспечивших образование сложно сочетающихся в пространстве и во времени минеральных сообществ, позволяют рассматривать их как взаимосвязанные звенья единых, длительно, дискретно и направленно развивающихся процессов формирования рудоносной площади, включающих морское осадочно-хемогенное накопление толщ, региональный метаморфизм и динамическую складчатость углеродистых терригенно-флишевых отложений, активизацию глубинных магматических центров и внедрение тел ультрамафитов, формирование гипабиссальных автохтонных гранитоидных магматических очагов, становление интрузивно-купольных структур, сопровождающихся полями контактового, регионального и окологорного гидротермального метасоматоза, и, наконец, многоэтапное и полистадийное формирование золоторудных тел.

Представленная схема формирования изученных месторождений позволяет рассматривать весь рудный узел как совмещенную в пространстве и последовательно развивающуюся золотоносную минерализацию двух генетических типов - метаморфогенного и магматогенного, когда ранние метаморфогенные процессы и продукты их деятельности частично или полностью замещаются и сменяются минерализацией магматогенного (постмагматического) происхождения. В целом месторождения такого класса по минералого-геохимическим и термобарогеохимическим признакам могут быть отнесены к метаморфогенно-магматогенному генетическому типу.

Золотое оруденение метаморфогенно-магматогенной природы имеет генетические и парагенетические связи как с осадочными сульфидизированными комплексами, обогащенными органическим веществом, так и с магматическими флюидами, производными, во-первых, ультрамафических очагов, с которыми связано образование спессартитов, во-вторых, остаточных расплавов гранитоидных очагов корового заложения. Об этом свидетельствуют геологическая обстановка в изученных районах, развитие даек спессартитов, формирование интрузивно-купольной структуры с внутренней просадкой, особенности размещения месторождений на площади рудного узла, их связи с регионально- и контактово-метаморфизованными вмещающими породами, данные о составе метаморфитов и рудных тел, характер развития гидротермальных процессов и физико-химические особенности их проявления. Источник золота, несомненно, носит двойственную природу - метаморфогенную ассимиляционно-гидротермальную и магматогенную трансгидротермальную. Приоритет каждой из них на отдельных месторождениях определяется конкретными особенностями развития рудных полей.

Формирование гранитоидных массивов на площадях золотоносных зон с сульфидно-вкрапленной минерализацией может служить указанием на присутствие в минерализованных зонах жильно-прожилковых и жильных рудоносных концентраций постмагматического происхождения, появление которых может быть вызвано усилением миграционных потоков гидротерм в ослабленные процессами дробления участки, где резкое снижение давления создает предпосылки для возникновения геохимического барьера (уменьшение температуры, снижение растворимости минеральных компонентов), сопровождающегося рудоотложением. Очаги гранитоидных расплавов могут и не содержать достаточных количеств золота для создания на геохимических барьерах рудных концентраций. Их роль может сводиться к температурной активизации глубинных рудоподводящих путей, повышению ассимиляционных свойств постмагматических растворов при миграции через сульфидизированные углерод- и золото-содержащие осадочные толщи и созданию специфических структурных интрузивно-купольных ловушек.

Рудообразование в гидротермальных системах малосульфидных месторождений в основном происходило из углекислотных (иногда с предельными углеводородами типа метана) растворов с переменными концентрациями натрия, калия, гидрокарбонат- и хлор-ионов, иногда сульфата. Во время отложения в гидротермальных растворах, сформировавших рудные тела изученных месторождений, повышалась доля щелочных компонентов.

В структурах локализации золото-кварцевых месторождений малосульфидного типа вкрапленная пиритовая и арсенопиритовая минерализация может формироваться не только на метаморфогенном, но и на более поздних этапах тектоно-магматического развития рудных узлов в зонах дробления, смятия и рассланцевания уже после образования жильной редкометалльной минерализации. В отличие от вкрапленных сульфидов метаморфогенного происхождения, вкрапленные сульфиды постмагматической гид-

ротермальной природы имеют более высокие концентрации золота, чему могут способствовать повышенные содержания в эндогенных растворах мышьяка, поступление благородного металла из глубинных источников и заимствование золота из вмещающей среды в ходе замещения метаморфогенных минералов-концентраторов новообразованными сульфидами, возникшими в ходе постмагматических гидротермальных процессов. Гидротермы, сформировавшие более поздние жильные золотоносные кварц-пирит-арсенопиритовую и кварц-сульфидно-сульфосольную ассоциации, в качестве лидирующих по концентрации комплексообразующих компонентов содержали мышьяк, сурьму, а также хлориды натрия и калия. Роль углекислоты, хотя и была значительной при минералоотложении в целом, при кристаллизации сульфидов оказалась подавленной.

Отложение основной массы золота происходило при участии углеродистых (в том числе битумов) минералов (графита, шунгита, антраксолита, керита). Присутствие в динамичной гидротермальной системе углеводородных компонентов с ненасыщенными связями, взаимодействующих с растворенными солями, возможно, приводило к образованию элементоорганических золотосодержащих соединений, которые вместе с хлоридными и сульфидными комплексами обеспечивали миграцию рудных элементов и кристаллизацию самородных металлов.

ГЛАВА 8. РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОМЧАКСКОГО РУДНОГО УЗЛА

8.1. Основные черты строения речных долин

Омчакский рудно-россыпной узел, в который входит группа россыпных месторождений, связанных с коренными источниками Наталкинского рудного поля, приурочен главным образом к бассейну р. Омчак. На территории узла она является основным водотоком. Северо-западный фланг Наталкинского рудного поля захватывает верховья левых притоков р. Интриган. Водораздельные пространства между р. Омчак и бассейнами соседних рек представлены широкими (от 7 до 20 км) увалами, расчлененными системой глубоко врезаанных боковых притоков. Вершины сопок обычно куполовидные, реже пирамидальные или конусовидные, с плавным переходом к пологим (15-20°) выпуклым склонам. Абсолютные отметки вершин, расположенных по оси водораздела, составляют 1200-1300 м, а их относительные превышения над дном долины р. Омчак - 500-600 м.

Река Омчак на рассматриваемом участке имеет широкую корытообразную несколько асимметричную долину с террасированными склонами. Ширина днища долины составляет от 500 до 1500 м. Строение боковой речной сети перистое. Длина притоков достигает 10-12 км, ширина днищ их долин - 500 м, а относительные превышения водораздельных вершин над днищами - 300 м.

В морфологическом строении речных долин, развитых в пределах Наталкинского рудного поля, выделяются современная пойма, первая, вторая, третья - аккумулятивные и пятая - эрозионно-аккумулятивная террасы (рис. 8.1).

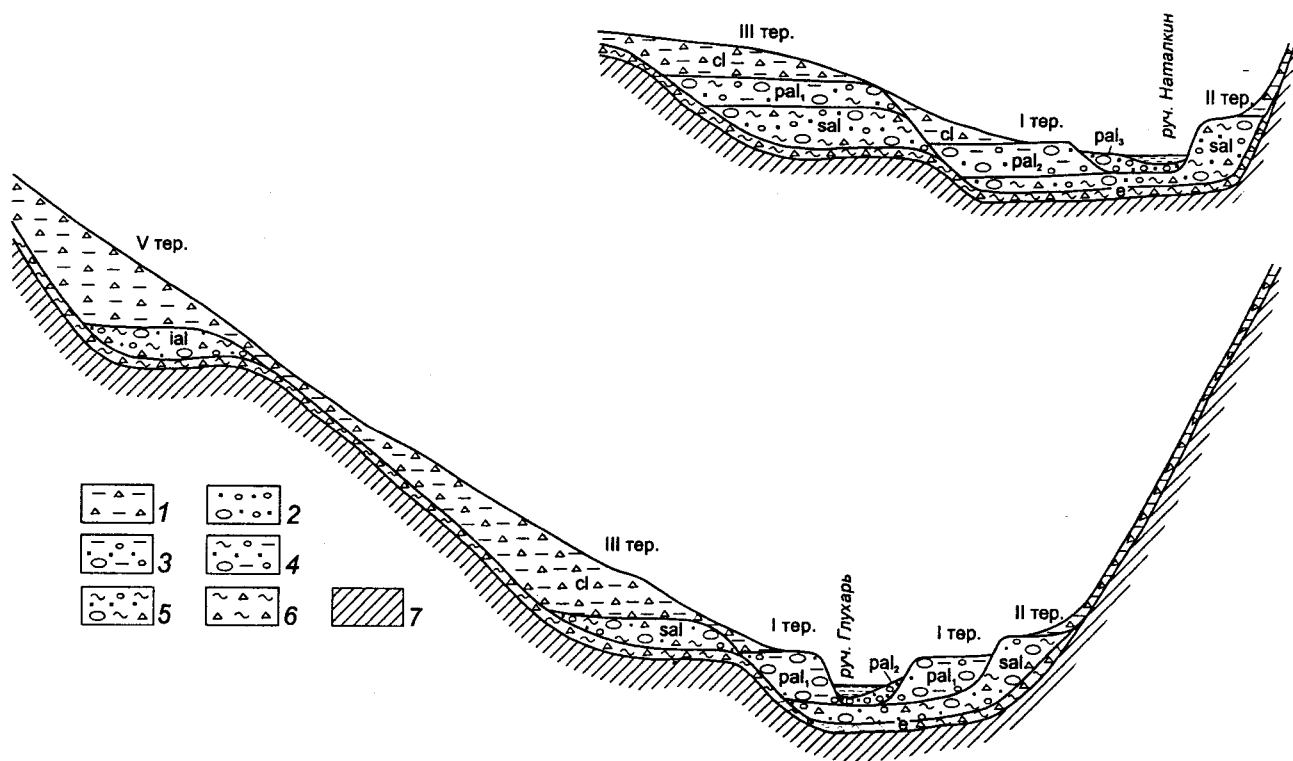


Рис. 8.1. Схема строения рыхлых отложений долин ручьев Наталкин и Глухарь (использованы материалы геологоразведочных [И. И. Крупенский и др., 1944 г.] и тематических [Е. Д. Васюнина, 1954 г.] работ): 1 - щебень с песчаным суглинком; 2 - галька с гравием и песком; 3 - галька с песчаным суглинком; 4 - галька с суглинком; 5 - галька с щебнем и суглинком; 6 - щебень с суглинком и глиной; 7 - коренные породы; cl - склоновые (коллювиальные) отложения; ial - инстративный аллювий; sal - субстративный аллювий; pal - перстративный аллювий, e - элювий (кора выветривания)

Эрозионно-аккумулятивная терраса пятого (35-40-метрового) уровня прослеживается в виде узкой, затянутой склоновыми отложениями площадки на левом борту руч. Глухарь, в устьевой его части. В поперечном сечении долины она представляет собой террасоувал. Мощность залегающего на коренном цоколе аллювиального слоя составляет от 1,2 до 7,8 м, а общая мощность перекрывающих его рыхлых отложений достигает 14 м. Типовой разрез аллювия характеризуется двучленным строением. Верхний слой сложен галькой с редким щебнем, связанными желтой и желтовато-серой песчанистой глиной, нижний - галькой с щебнем и красновато-желтой, синевато-серой глиной.

Террасы третьего (5-15-метрового) уровня присутствуют практически во всех относительно крупных водотоках. Протяженность отдельных площадок достигает 1 км, а ширина - нескольких сотен метров. Они сложены галечниковыми (в верхней части разрезов) и галечниково-щебневыми аллювиальными отложениями с желтовато-серым и желтым суглинком, почти повсеместно перекрытыми склоновыми образованиями. Мощность аллювиальных толщ достигает 4-8 м. Как правило, в коренном основании долины на участках развития террас третьего уровня отмечается выступ высотой в несколько метров (до 5-8 м). Местами слагающие третью террасу аллювиальные толщи залегают на относительно «ровном» коренном днище долины.

Террасы второго (3-7-метрового) уровня прослеживаются фрагментами длиной до нескольких сотен метров и шириной несколько десятков метров в долинах руч. Зимний, Наталкин, Глухарь. Мощность слагающих их галечниковых и галечниково-щебневых с желтовато-серым и желтым суглинком и песчаной глиной аллювиальных отложений достигает 4-10 м. Аллювиальные толщи местами залегают на относительно «ровном» коренном днище, иногда в нем отмечается выступ высотой в несколько метров.

Первая (1,5-3-метровая) терраса оконтуривает современную пойму водотоков на всем их протяжении. Обычно она полностью сложена аллювием. Мощность развитых в ее пределах аллювиальных толщ достигает 5-10 м. Верхние части разреза представлены галечником с редким щебнем и серой супесью, нижние - галькой с щебнем, серым или желтовато-серым суглинком или глиной.

Отложения современной поймы представлены серым галечником с гравийно-песчаным заполнителем, расположенным на желто-серых галечниково-щебнево-суглинистых (глинистых) образованиях приплотикового горизонта (см. рис. 8.1).

Аллювиальные отложения на всех элементах строения коренного днища долин залегают на глинисто-щебневом (иногда с галькой) горизонте, представляющем реликтовые образования древней коры химического выветривания. Мощность его составляет до 1,5-2,0 м. Обычно он сложен мелким и средним щебнем, дресвой с суглинистым или глинистым заполнителем различных (серый, желтый, бурый, синий и др.) цветов и оттенков.

Трещиноватость в верхних частях пород коренного основания долин (ниже глинисто-щебневого горизонта) прослеживается обычно до глубины 1-1,2 м. Трещины заполнены различных цветов (чаще всего желтого и красно-бурого или их оттенков) суглинистым или глинистым материалом, количество которого в общем объеме пород не превышает нескольких процентов.

Аллювиально-склоновые отложения в бортовых частях долин имеют мощность от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров и представлены щебнем с песчано-глинистым заполнителем. Иногда в их нижних горизонтах присутствует галька. В пределах рудных зон они отличаются повышенным содержанием глинистого материала. Минеральный состав заполнителя на таких участках указывает на его реликтовый характер (из допозднеплиоценовых кор химического выветривания).

8.2. Особенности размещения россыпей

Россыпная золотоносность на территории Омчакского рудно-россыпного узла была установлена в 1935 г. М. Г. Котовым. В 1939 г. началась разведка, в 1941 г. - попутная, а в 1942 г. - полномасштабная эксплуатация россыпных месторождений узла. Уже в первый год массовых добычных работ (1942 г.) приисками им. Ворошилова (р. Омчак, руч. Наталкин, Участковый, Увальчик), им. Тимошенко (р. Ом-

чак, руч. Глухарь, Боевик) и им. Буденного (р. Омчак, руч. Павлик, Крутой) были добыты 22 т золота со средним содержанием 37,6 г/м³ [И. И. Крупенский и др., 1944 г.].

Промышленную ценность в Омчакском узле имеют только аллювиальные россыпи золота. Обогащенные участки элювиально-склоновых россыпей обрабатываются попутно в ходе разведки и разработки коренных месторождений. В настоящее время здесь выявлены и практически полностью отработаны 24 промышленных россыпи, из которых добыто более 160 т золота. С учетом забалансовых запасов и потерь ресурсы россыпного золота в Омчакском узле составляли около 200 т.

Россыпь р. Омчак протягивается вдоль всего Омчакского узла. Остальные россыпи группируются на двух участках. Первый включает россыпи, связанные с рудными телами Наталкинского (9 россыпей) и Базовского (2 россыпи), а второй - Павликовского (12 россыпей) рудных полей.

Россыпные месторождения, сформированные в результате разрушения коренных источников Наталкинского рудного поля, располагаются в бассейнах руч. Зимний (Белка) - одна россыпь, Геологический - одна россыпь, Наталкин - четыре россыпи и Глухарь - три россыпи. Из них две россыпи находятся в долинах I порядка, четыре - II порядка и три - III порядка.

Россыпи как располагаются в пределах долин одного порядка, так и переходят из долин низкого в долины более высоких порядков. Характер распределения россыпных месторождений и сосредоточенных в них запасов золота по долинам различных порядков отражен в табл. 8.1.

Таблица 8.1

Распределение россыпей Наталкинского рудного поля по долинам различных порядков

Порядок долин	Россыпные месторождения ручьев	Количество россыпей		Запасы (добыто) золота, %
		шт.	%	
I	Источный, Лёнькин	2	22,2	0,1
II	Боевик, Участковый, Зимний, Увальчик	4	44,4	5,7
III	Наталкин, Глухарь, Геологический	3	33,3	94,2

Как следует из табл. 8.1, большая часть россыпей располагается в долинах низких порядков, но основные запасы металла сосредоточены в россыпных месторождениях долин средних порядков.

Наибольшее количество россыпей Наталкинского рудного поля связано с рудными телами центрального и юго-восточного флангов. Здесь же сосредоточены основные запасы россыпного золота. На северо-западном фланге количество россыпей и сосредоточенных в них запасов золота резко снижается.

8.3. Продуктивность, масштабы развития и строение россыпей

Продуктивность россыпей Омчакского узла приведена в табл. 8.2. Среди группы россыпей, связанных с коренными источниками Наталкинской рудной зоны, наиболее крупными являются месторождения руч. Наталкин и Глухарь (см. табл. 8.2). Остальные месторождения относятся к классу мелких и весьма мелких с запасами золота менее 1 т.

Россыпи залегают в пределах современной поймы, первой, второй, третьей и пятой террас. Анализ взаимоотношений погребенных (развитых на коренном основании) и поверхностных эрозионных форм, литогенетических характеристик слагающих их рыхлых отложений показывает, что генетически террасы до третьего уровня являются перстративными [Литвиненко, 2002]. Развитие эрозионных процессов в речных долинах бассейна р. Омчак (в результате которых «оформился» поперечный профиль коренного основания и сформировались плотиковые концентрации металла) в начале новейшего этапа сменилось в дальнейшем накоплением толщ субстративного аллювия (до уровня аллювиальных горизонтов третьей террасы), перекрывших как отрицательные («каньоны»), так и положительные («терра-

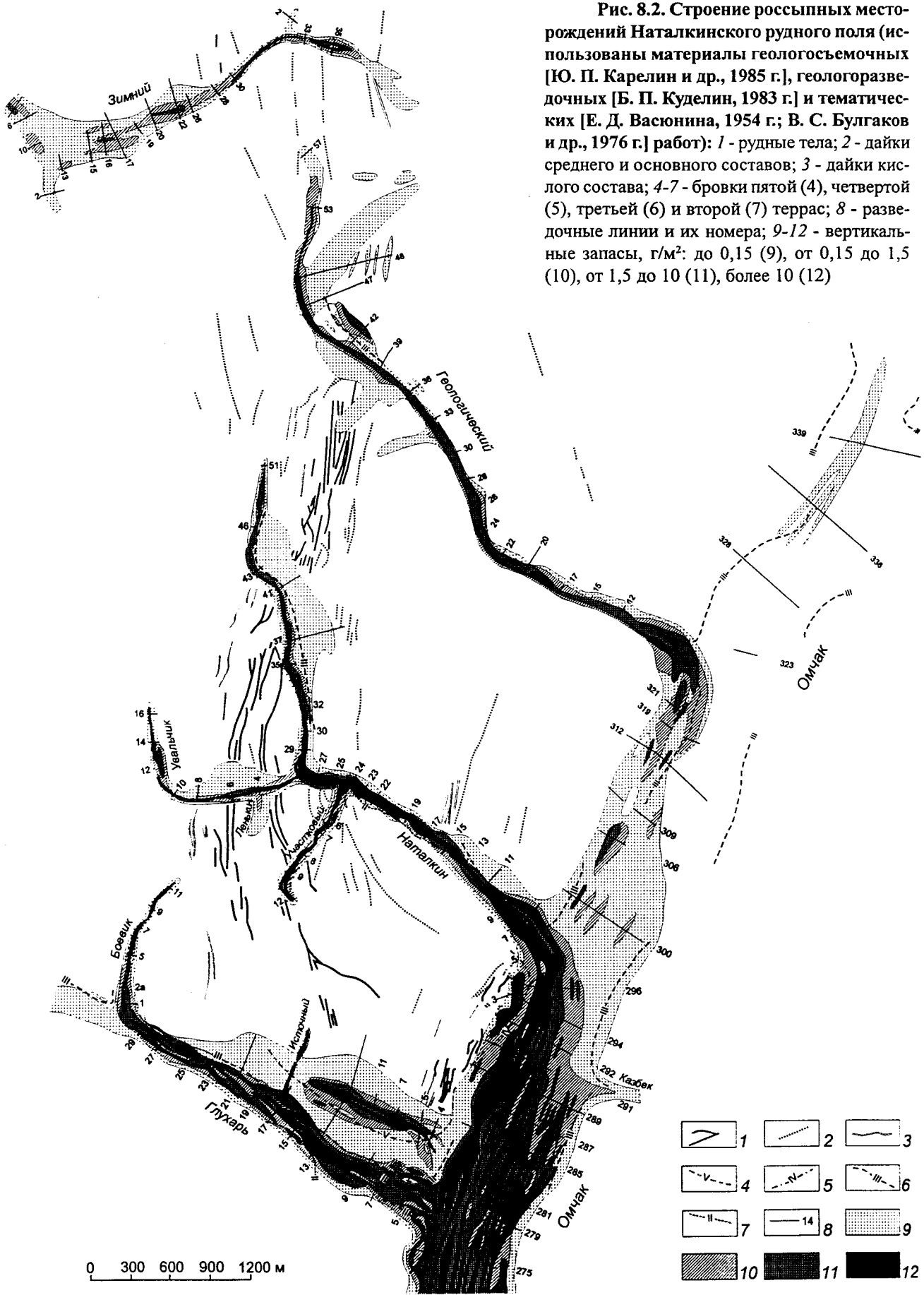


Рис. 8.2. Строение россыпных месторождений Наталкинского рудного поля (использованы материалы геологосъемочных [Ю. П. Карелин и др., 1985 г.], геологоразведочных [Б. П. Куделин, 1983 г.] и тематических [Е. Д. Васюнина, 1954 г.; В. С. Булгаков и др., 1976 г.] работ): 1 - рудные тела; 2 - дайки среднего и основного составов; 3 - дайки кислого состава; 4-7 - бровки пятой (4), четвертой (5), третьей (6) и второй (7) террас; 8 - разведочные линии и их номера; 9-12 - вертикальные запасы, г/м²: до 0,15 (9), от 0,15 до 1,5 (10), от 1,5 до 10 (11), более 10 (12)

Таблица 8.2

Продуктивность россыпей Омчакского рудно-россыпного узла [В. С. Булгаков и др., 1976 г., 1987 г.; Ю. П. Карелин и др., 1985 г.; Геологическая..., 1999; Egegin et al., 1994; Россыпи..., 1999]

Водоток	Параметры пласта				
	Длина, м	Ширина, м	Мощность, м	Содержание золота, г/м ³	Запасы (добыто) золота, т
Зимний	2000	50-100(75)	0,4-2,4(1,7)	0,1-7,4(1,0)	0,20
Геологический	4100	20-120(70)	0,8-5,0(1,9)	0,8-5,6(1,8)	1,00
Наталкин	4800	25-280(100)	0,8-5,8(3,0)	0,5-194,8(9,1)	29,84
Увальчик	1700	20-200(60)	0,4-4,0(1,3)	0,2-26,6(4,6)	0,71
Участковый	1100	20-70(50)	0,4-4,0(1,5)	0,2-53,8(6,2)	0,99
Глухарь:					
долинная	3000	50-260(170)	0,4-8,6(2,5)	0,1-41,7(3,8)	7,55
террасовая	1000	70-180(110)	0,6-4,2(2,4)	0,5-18,9(3,8)	1,00
Боевик	1100	10-100(50)	0,6-8,0(2,1)	0,7-34,0(3,8)	0,48
Конбаза	400	20-40(30)	0,4-2,4(1,4)	(2,4)	0,04
База	1350	30-80(50)	0,2-1,0(0,5)	(1,3)	0,97
Ваня	3300	40-170(120)	0,2-5,4(1,7)	(1,3)	1,30
Спутник	700	10-40(20)	0,4-2,8(1,4)	(2,2)	0,11
Безымянный	300	20-30(25)	1,0-2,8(2,1)	(1,0)	0,02
Сбросовый	700	30-80(50)	0,6-5,6(2,2)	(2,6)	0,09
Павлик	2300	35-440(250)	0,4-14,0(2,5)	0,2-88,1(2,1)	19,30
Крутой	700	20-60(49)	0,2-4,2(2,2)	1,0-59,9(4,3)	0,89
Декабрьский	360	30-60(35)	0,4-2,8(1,7)	0,3-18,3(3,6)	0,07
Малыш	50	10-40(25)	1,2-2,6(1,5)	1,4-5,2(2,5)	0,02
Минометный	360	20-80(50)	0,4-1,6(0,9)	(1,7)	0,03
Омчак	23000	120-1100(900)	0,2-7,8(2,6)	0,1-68,0(1,0)	101,00

Примечание. В скобках средние данные.

совые уступы») неровности коренного дна долин. В период равновесной стадии в результате перемыва верхнего горизонта субстративного аллювия за счет уменьшения мощности перемываемого горизонта образовался террасовый уступ. Отнесение его ко второму или третьему уровню весьма условно. Его положение определяется степенью разрушения склоновыми процессами сохранившихся вне зоны перемыва субстративных толщ и мощностью перекрывающих их коллювиальных отложений. Терраса первого уровня - это уступ над современной поймой водотока. Таким образом, россыпные струи, залегающие в пределах современной поймы, первой, второй и третьей террас, образовались в один этап развития флювиальных процессов. Иногда они залегают на одном уровне, как правило, между собой связаны (см. рис. 8.2, 8.3) и поэтому рассматриваются как единая долинная россыпь. К собственно же террасовым россыпям относятся россыпные струи, приуроченные к пятой террасе руч. Глухарь, расположенной в нижнем его течении (см. рис. 8.2).

Длина промышленной части террасовой россыпи около 1 км и ширина от 180 м на верхнем участке до 100-70 м на нижнем (см. рис. 8.2). Средняя мощность песков составляет 1,5 м (от 0,4 до 4,0 м), торфов - 6 м. По морфологии она представляет собой лентовидную залежь, параллельную долинной россыпи (см. рис. 8.2). Золото сосредоточено в виде единой (в средней части сдвоенной) струи, во все стороны от оси которой концентрации его уменьшаются. В разрезе рыхлых отложений пласт приурочен к низам аллювиальных галечников и к верхним частям реликтовых образований коры выветривания (рис. 8.4). Средние содержания, вертикальные запасы и мощность пласта по простиранию россыпи колеблются незначительно и в целом несколько возрастают к ее нижнему участку, а ширина промышленного контура, как уже отмечалась, уменьшается. Уровень концентрации золота невысокий: в среднем единицы г/м³ и г/м².

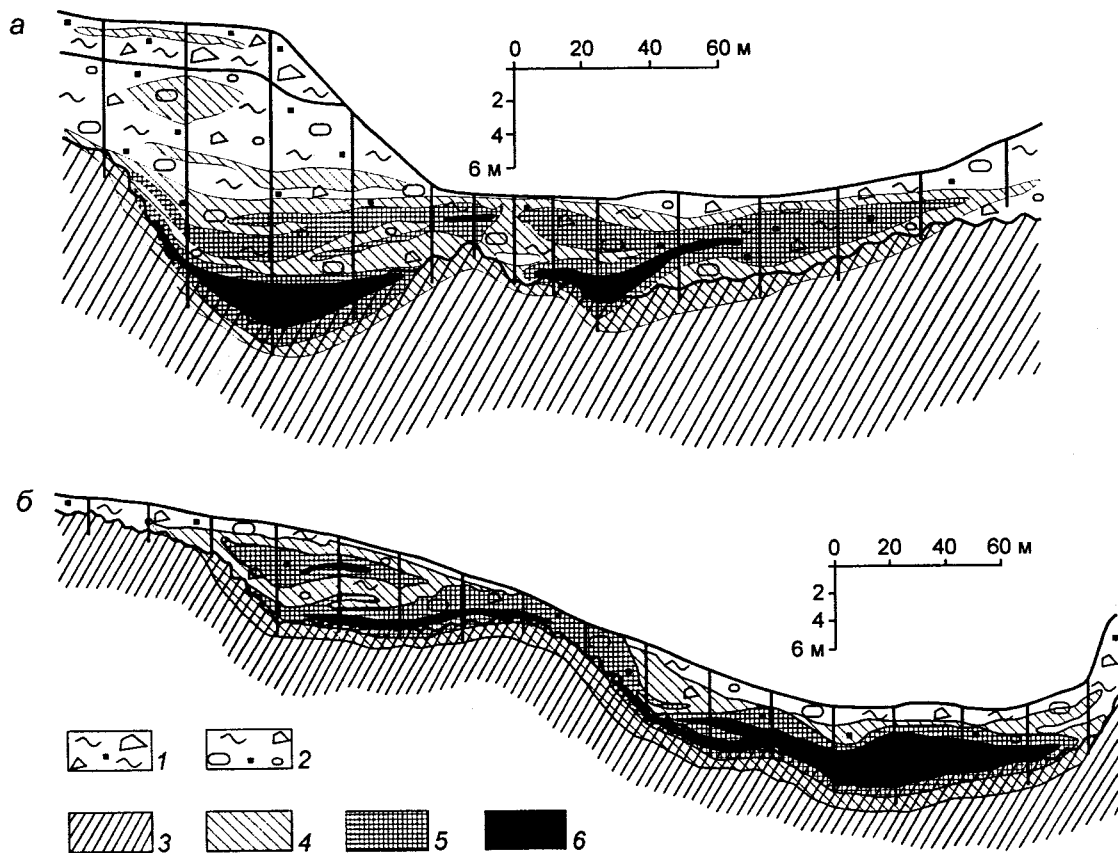


Рис. 8.3. Взаимоотношения россыпных струй, залегающих в пределах пойменной части, второй (а) и третьей (б) террас в нижнем течении руч. Наталкин (по данным Е. Д. Васюниной [1954 г.], с изменениями): 1 - щебень с песчаной глиной; 2 - галька с щебнем и суглинком; 3 - коренные породы; 4-6 - концентрации золота: низкие (4), средние (5), высокие (6)

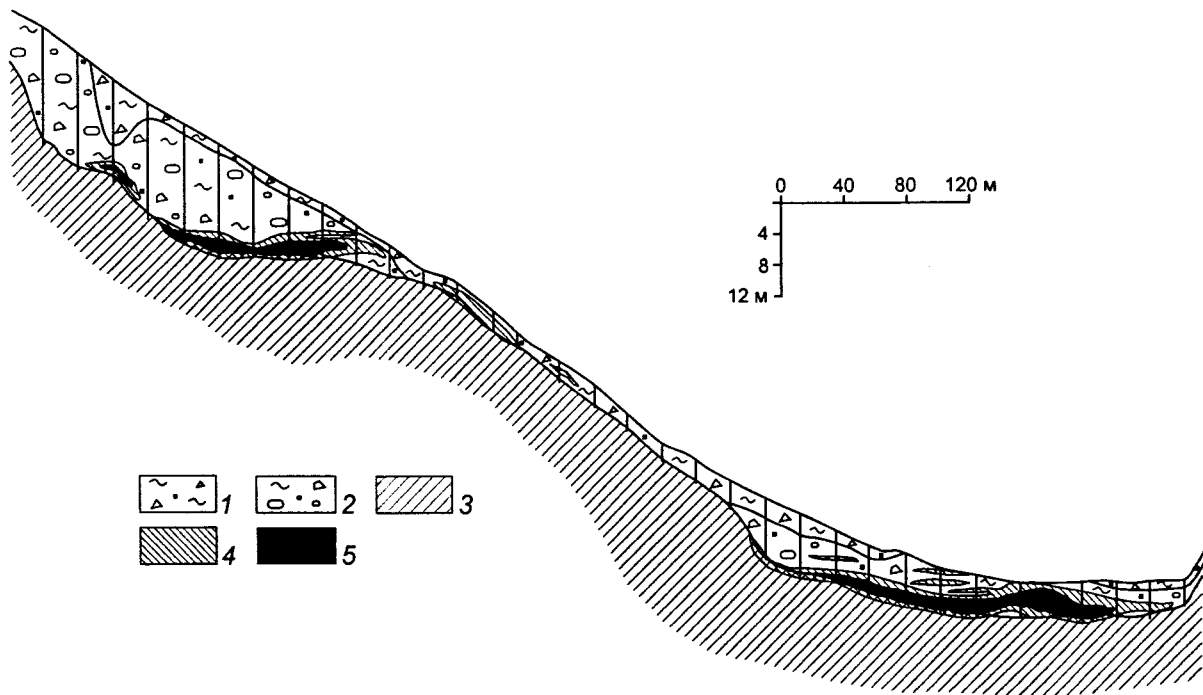


Рис. 8.4. Условия залегания террасовой и долинной россыпи руч. Глухарь (по данным Е. Д. Васюниной [1954 г.], с изменениями): 1 - щебень с песчаным суглинком; 2 - галька с щебнем и песчаным суглинком; 3 - коренные породы; 4-5 - концентрации золота: от низких (4) до высоких (5)

Основная масса золота сосредоточена в долинных россыпях, залегающих в пределах современной поймы, второй и третьей террас. Они представляют собой лентообразные залежи длиной от 600 до 4800 м и шириной от 10 до 280 м (см. табл. 8.2). По характеру распределения металла россыпи имеют свои особенности.

Россыпные месторождения руч. Зимний и Геологический характеризуются очень низкими содержаниями (по отдельным горным выработкам до $5,62 \text{ г/м}^3$, в среднем по линиям до $3,7 \text{ г/м}^3$) и вертикальными запасами (единичные г/м^2), на фоне которых выделяются небольшие, несколько более обогащенные струи с вертикальными запасами $5-10 \text{ г/м}^2$ (см. рис. 8.2). Наиболее богатые участки (по уровню концентрации и линейных запасов) в россыпи руч. Зимний располагаются на верхней (район разведочных линий 32-36), а в россыпи руч. Геологический - на нижней (районы разведочных линий 23-18 и 7-12) ее частях (рис. 8.5). Пласт приурочен к нижним частям аллювиальных отложений и верхним горизонтам коры выветривания. Мощность его колеблется от 0,8 до 3,8 м. Мощность перекрывающих продуктивный пласт торфов равна обычно 3-4 м и составляет в среднем в руч. Зимний 3,2, а в руч. Геологический - 3,6 м.

Россыпи руч. Увальчик, Участковый, Боевик и Источный в продольном направлении представлены несколькими узкими обогащенными струями с вертикальными запасами от 5 до 50 г/м^2 , окруженными более низкими концентрациями. Содержания золота, вертикальные и линейные запасы в целом нарастают от верховий к устью ручья с локальными максимумами в верхней (руч. Увальчик, Источный) и средней (руч. Участковый и Боевик) частях россыпи (рис. 8.6). Золотоносный пласт приурочен к нижним горизонтам слабосортированного ложкового аллювия. Иногда золотоносна вся толща рыхлых отложений. Мощность пласта по отдельным выработкам составляет от 0,4 до 8,0 м, а перекрывающих его торфов - от 1 до 7 м (средняя 3-4 м).

Наиболее сложный характер распределения золота отмечается в россыпях руч. Наталкин и Глухарь.

В россыпи руч. Наталкин, на фоне общего нарастания ширины и мощности промышленного пласта, содержания линейных и вертикальных запасов металла к устью ручья, выделяются три участка накопления золота.

Первый (верхний) участок располагается от верховьев до разведочной линии 36 (см. рис. 8.2). Долинная россыпь руч. Наталкин на этом участке характеризуется наличием ряда мелких, коротких, относительно богатых струй, окруженных более бедными концентрациями золота (см. рис. 8.2). В целом при относительно постоянной ширине (30-40 м) и мощности (1,4-1,5 м) пласта среднее содержание, линейные и вертикальные запасы золота здесь постепенно увеличиваются вниз по долине, достигают максимума на разведочной линии 41, а затем резко снижаются. Ниже разведочной линии 39 (между разведочными линиями 39-36) пласт представлен бедными россыпными струями, залегающими в аллювиальных отложениях долины. Общий уровень концентрации металла на этом участке относительно невысок (см. рис. 8.7). Средние содержания золота по отдельным выработкам не превышают $36,1 \text{ г/м}^3$. Мощность пласта не более 1,8 м.

На верхнем участке сосредоточено около 3% запасов золота россыпи руч. Наталкин. Пространственно он совпадает с участком пересечения ручьем юго-западной ветви Наталкинской рудной зоны. Наличие россыпи в руч. Наталкин выше этого участка пересечения объясняется падением рудных тел на северо-восток и, соответственно, проецированием золота из их эродированных частей к юго-западу от линии выхода рудных тел на современную дневную поверхность, а также, очевидно, наличием здесь самостоятельных коренных источников золота.

Нижележащий (средний) участок накопления золота в россыпи руч. Наталкин располагается в интервале разведочных линий 36-13 (см. рис. 8.2, 8.5). Он характеризуется резким возрастанием средних содержаний и линейных запасов золота, достигающих максимального значения в районах разведочных линий 23-24 и 18, с последующим их снижением к разведочной линии 13 (см. рис. 8.7). При этом средняя мощность пласта возрастает с 1,5 до 3 м, а участок максимального накопления совпадает с расширением долины и промышленного контура россыпи (ниже разведочной линии 25). В средней части россыпи, начиная от разведочной линии 34, прослеживается обогащенная струя с вертикальными запасами более 10 г/м^2 (см. рис. 8.2), составляющая основу промышленного пласта. Она окружена более низкими концентрациями золота, представляющими непромышленную часть месторождения. Анало-

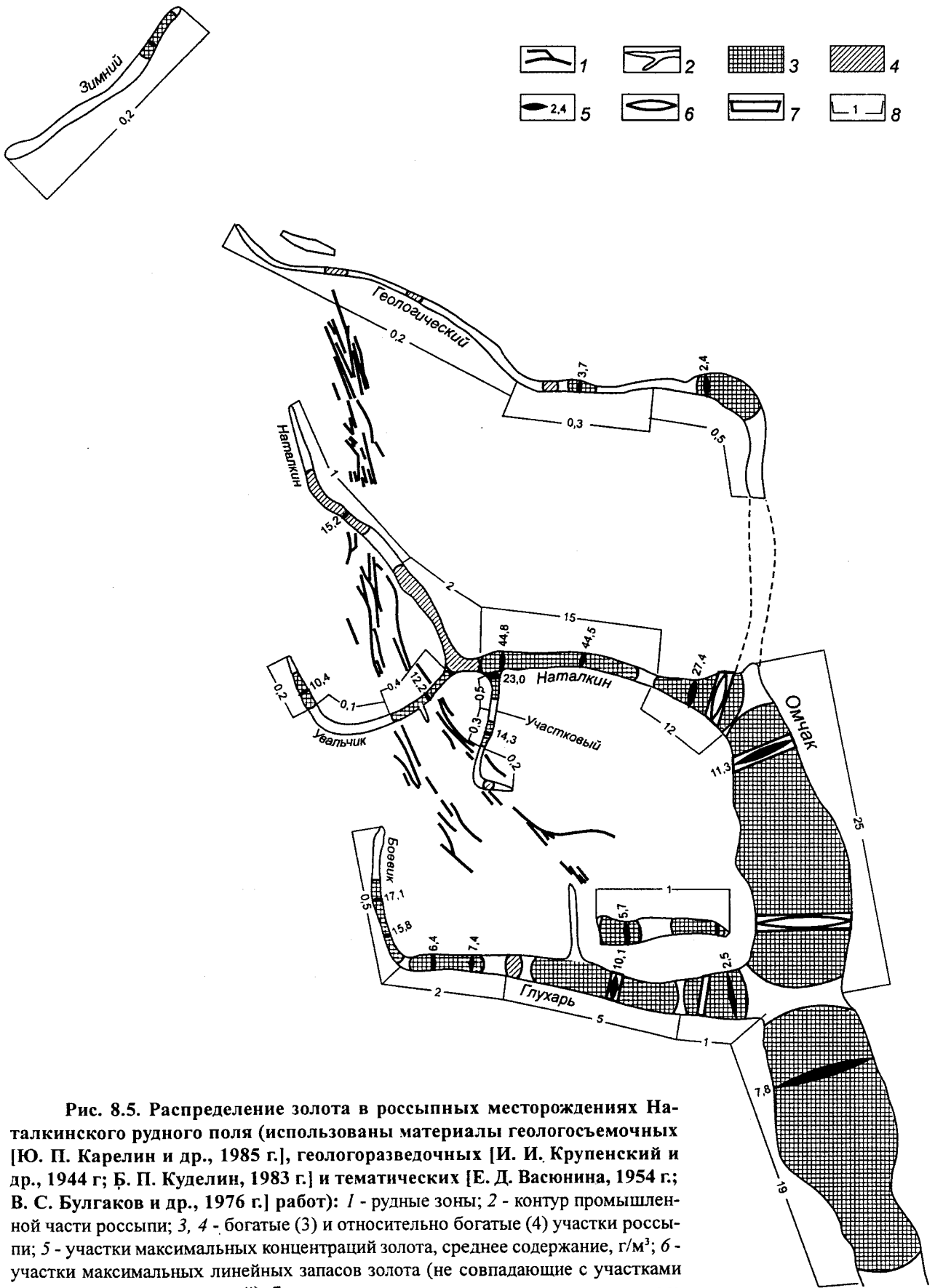


Рис. 8.5. Распределение золота в россыпных месторождениях Наталкинского рудного поля (использованы материалы геологосъемочных [Ю. П. Карелин и др., 1985 г.], геологоразведочных [И. И. Крупенский и др., 1944 г.; Б. П. Куделин, 1983 г.] и тематических [Е. Д. Васюнина, 1954 г.; В. С. Булгаков и др., 1976 г.] работ): 1 - рудные зоны; 2 - контур промышленной части россыпи; 3, 4 - богатые (3) и относительно богатые (4) участки россыпи; 5 - участки максимальных концентраций золота, среднее содержание, г/м³; 6 - участки максимальных линейных запасов золота (не совпадающие с участками максимальных концентраций); 7 - участки залегания пласта в породах коренного ложа долины; 8 - запасы золота на интервал россыпи, т

гичная картина наблюдается и в вертикальном разрезе россыпи (см. рис. 8.8). Средние содержания золота по разведочным линиям здесь достигают $44,8 \text{ г/м}^3$ (разведочная линия 24), а по отдельным горным выработкам - $194,8 \text{ г/м}^3$ (разведочная линия 18), вертикальные запасы - соответственно $129,5$ (разведочная линия 24) и $662,4 \text{ г/м}^2$ (разведочная линия 18). На этом участке сосредоточено более 50% всех запасов россыпи, что обусловлено рядом факторов. Во-первых, отложением металла, сносившегося с верховой руч. Наталкин и выносившегося из руч. Увальчик и Участковый, так как ниже разведочной линии 27 отмечается резкое выполаживание уклона днища долины руч. Наталкин (см. рис. 8.7). Во-вторых, наличием здесь самостоятельных коренных источников, которые исходя из закономерностей распространения в шлихах шеелита и галенита, приуроченности крупных фракций металла и необработанных его разновидностей в сростках с кварцем должны располагаться в интервале разведочных линий 34-22. В-третьих, проецированием на этот участок золота из эродированных частей рудных зон, падающих на юго-запад.

Нижний участок накопления золота в россыпи руч. Наталкин (ниже разведочной линии 13) совпадает с резким расширением долины и промышленного контура пласта, в который здесь включаются и россыпные струи третьей террасы (см. рис. 8.2, 8.3). Содержания золота от разведочной линии 13 вниз по долине несколько возрастают, достигают максимума в районе разведочных линий 9-7, а затем снижаются к устью ручья (см. рис. 8.7). Как и в среднем течении, здесь отчетливо прослеживается центральная, очень обогащенная струя (на некоторых участках сдвоенная), окруженная более низкими концентрациями золота (см. рис. 8.2). В разрезе она может быть как единой, так и состоять из нескольких обогащенных струй, локализованных на разных горизонтах (см. рис. 8.3). Последнее явление особенно характерно для тех частей россыпи, которые располагаются в пределах второй и третьей террас.

Средняя мощность пласта на нижнем участке россыпи руч. Наталкин весьма не выдержанная и колеблется от $2,1$ (разведочная линия 3) до $4,4$ м (разведочная линия 7), а по отдельным выработкам - от $1,0$ (разведочная линия 3) до $5,8$ м (разведочная линия 7), оставаясь достаточно значительной даже на участках резкого перегиба плотика. Средние содержания, вертикальные и общие запасы золота здесь ниже, чем на среднем участке (см. рис. 8.5, 8.7). Максимальные средние содержания по разведочным линиям достигают $27,4 \text{ г/м}^3$ (разведочная линия 9) и $72,5 \text{ г/м}^3$ по отдельным горным выработкам, а вертикальные запасы соответственно $70,2$ и $391,3 \text{ г/м}^2$. Особенности распределения золота и его типоморфные свойства (слабая степень обработанности, повышенные крупность и проба) указывают на то, что образование россыпи здесь, очевидно, было связано преимущественно с наличием и разрушением рудных тел, развитых в устьевой части руч. Наталкин и в долине р. Омчак (продолжение на северо-запад Омчакского рудного поля).

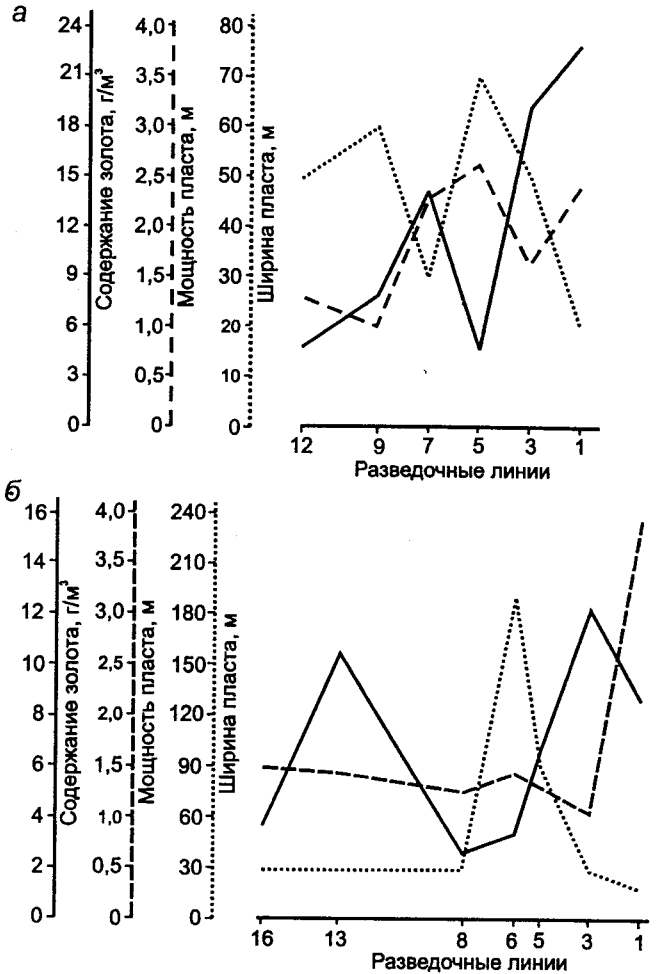


Рис. 8.6. Изменение параметров пласта вдоль россыпей руч. Участковый (а) и Увальчик (б) (использованы данные тематических [В. С. Булгаков и др., 1976 г.] работ)

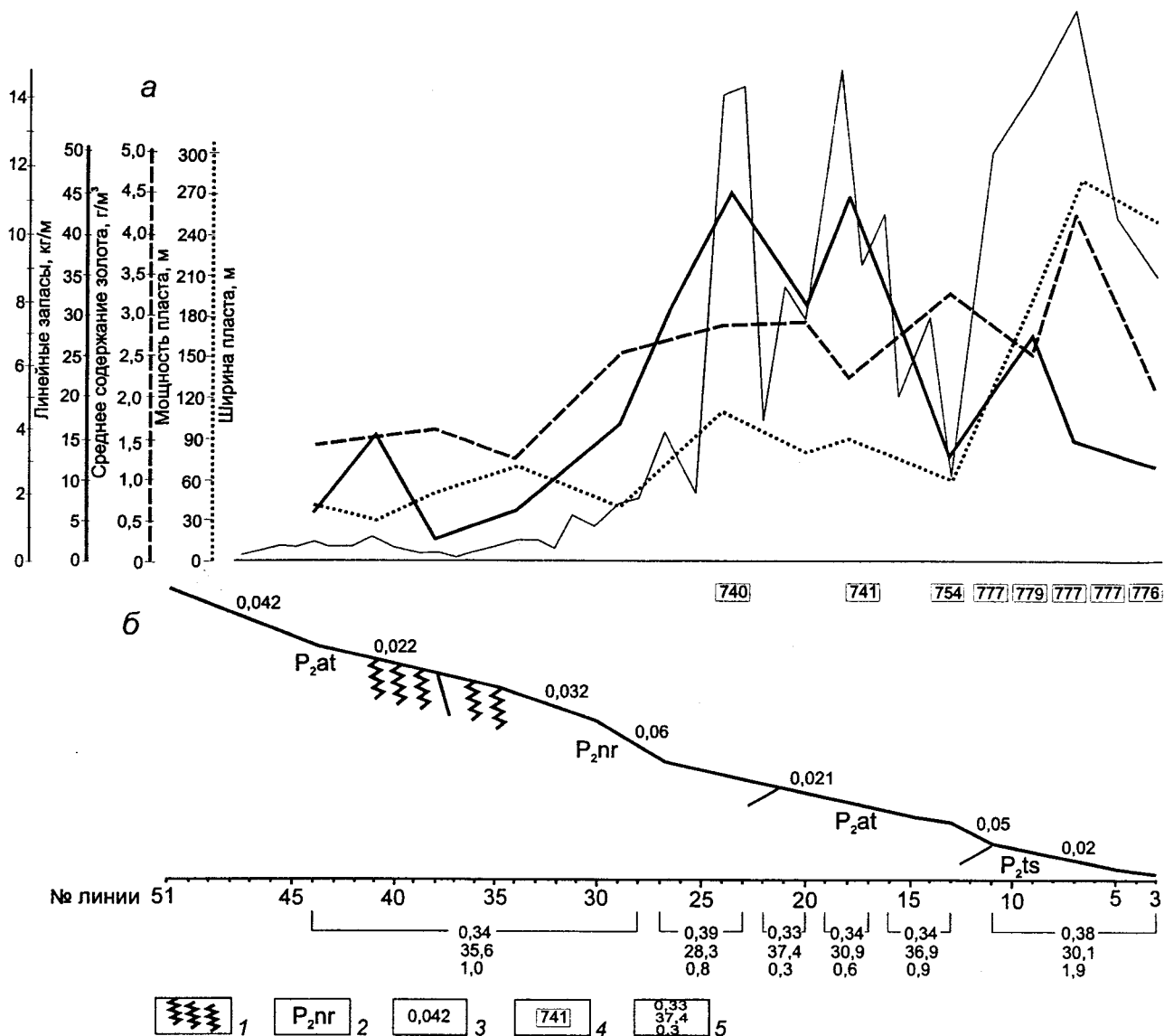


Рис. 8.7. Изменение параметров пласта (а) и уклона плотика (б) вдоль россыпи руч. Наталкин (использованы данные геологоразведочных [И. И. Крупенский, 1944 г.] и тематических [Е. Д. Васюнина, 1954 г., В. С. Булгаков и др., 1976 г.] работ): 1 - рудные тела; 2 - индексы свит коренных пород плотика; 3 - показатель уклона плотика; 4 - проба золота; 5 - гранулометрический состав золота: средняя крупность (мм) и доли фракций менее 0,25 и крупнее 4 мм (%)

В долинной россыпи руч. Глухарь также выделяются три участка накопления золота (см. рис. 8.2, 8.5).

Верхний участок расположен в районе разведочных линий 30-22 с максимумами средних содержаний (и линейных запасов) на разведочных линиях 28 и 25 (см. рис. 8.2, 8.5). Россыпь представлена здесь единой богатой струей с вертикальными запасами 10-20 г/м². Она окружена полями более бедных концентраций (см. рис. 8.2). Мощность пласта колеблется от 0,4 до 8,6 м. Средние содержания золота и вертикальные запасы от устья руч. Боевик вниз по долине возрастают, достигают максимума в районе разведочных линий 28-25 (до 7,4 г/м³ и 6,4 г/м²), затем резко падают (разведочные линии 24-22). Ширина промышленного контура россыпи вниз по долине возрастает, а средняя мощность пласта уменьшается. Особенности распределения золота и его типоморфные свойства указывают на образование здесь россыпи за счет самостоятельных коренных источников и частично за счет выноса золота из руч. Боевик.

Средний участок, на котором сосредоточены основные запасы долинной россыпи руч. Глухарь (см. рис. 8.5), характеризуется постепенным нарастанием средних содержаний и вертикальных запасов до разведочной линии 13, где отмечаются наиболее высокие концентрации золота (как средние - 10,1, так и максимальные - 41,7 г/м³) с последующим резким их снижением (при общем расширении промышленного контура). На верхней части этого участка (разведочные линии 22-14) в поперечном профиле распределение золота неравномерное. Выделяется ряд струй с вертикальными запасами от 1,0 до 10 г/м², окруженных более низкими концентрациями (см. рис. 8.2). Ниже по течению наблюдается единая богатая струя с вертикальными запасами более 10 г/м², в обе стороны от которой концентрации золота уменьшаются. Мощность пласта сильно колеблется

как по отдельным выработкам (от 0,8 до 7,4 м), так и в среднем по линиям. Формирование данного участка накопления золота в россыпи руч. Глухарь связано с разрушением рудных тел юго-западной ветви Наталкинской рудной зоны.

Участок накопления золота ниже разведочной линии 8 (нижний участок), как и россыпь пятой террасы, обусловлен разрушением жильных зон северо-восточного фланга Наталкинского месторождения. Он включает в себя серию прерывистых узких струй с вертикальными запасами от 10 до 50 г/м², окруженных более бедными концентрациями, при общем расширении промышленного контура и возрастании мощности пласта (см. рис. 8.2). Общий уровень концентрации золота здесь значительно ниже, чем на вышележащем участке, и составляет первые г/м³.

Продуктивный горизонт в долинных россыпях руч. Наталкин и Глухарь, как и во всех россыпных месторождениях Омчакского узла, отличается повышенной мощностью (см. табл. 2). Наиболее богатые концентрации золота обычно приурочены к нижним частям аллювиальных толщ и глинисто-щебнево-му горизонту коры выветривания. В районе разведочной линии 13 руч. Глухарь и в устьевой части ручьев, где отмечается широкое развитие реликтовых образований коры выветривания и (в связи с этим) очень неровный плотик, максимальные концентрации золота локализуются в реликтовых образованиях коры выветривания и трещиноватой части коренных пород, слагающих днище долины. В россыпи руч. Наталкин, наряду с локализованным пластом, по всей толще рыхлых отложений, слагающих долину, отмечаются золотоносные струи с содержанием от 1,5 до 3,0 г/м³, особенно в пределах второй и третьей террас (см. рис. 8.3). Мощность перекрывающих продуктивный горизонт слабозолотоносных отложений в долинных россыпях руч. Наталкин и Глухарь колеблется от 0 до 9 м и составляет в среднем 3-4 м.

Состав тяжелой фракции шлихов из продуктивного горизонта рассматриваемых россыпных месторождений непостоянный. На одних разведочных линиях он представлен главным образом гидроокислами железа, на других - пиритом при подчиненной роли гидроокислов железа. Обычно же они присутствуют в различных пропорциях, составляя основу шлиха. На некоторых участках в значительных количествах (до 25%) присутствует арсенопирит. Морфологические особенности зерен этих минералов и характер их распределения указывают, что поступление пирита и арсенопирита в россыпи происходило главным образом из подзоны сульфидной сыпучки, а гидроокислов железа - из подзоны бурых железняков коры выветривания рудоносных зон. Преимущественно сульфидный состав шлихов (нижняя часть россыпи руч. Увальчик, средняя часть россыпи руч. Наталкин, нижняя часть россыпи руч. Глухарь), очевидно, указывает на вскрытие реликтовых частей подзоны сульфидных сыпучек. Из зоны же окисления рудных тел произошло и поступление барита и шеелита, на которые на отдельных участках (см. рис. 8.9) приходится до 5-15% состава шлиха. В россыпи руч. Наталкин на разведочной линии 24 в шлихах установлен галенит [И. И. Крупенский и др., 1944 г.].

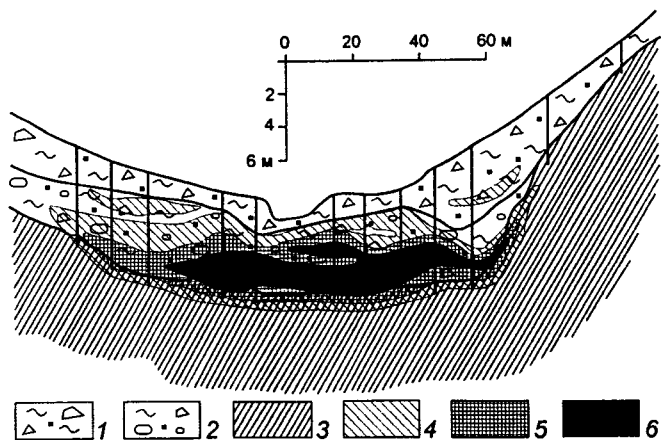


Рис. 8.8. Распределение золота в рыхлых отложениях долины руч. Наталкин в среднем течении (по данным Е. Д. Васюниной [1954 г.], с изменениями): 1 - щебень с суглинком; 2 - щебень с галькой и песчаной глиной; 3 - коренные породы; 4-6 - концентрации золота: низкие (4), средние (5), высокие (6).

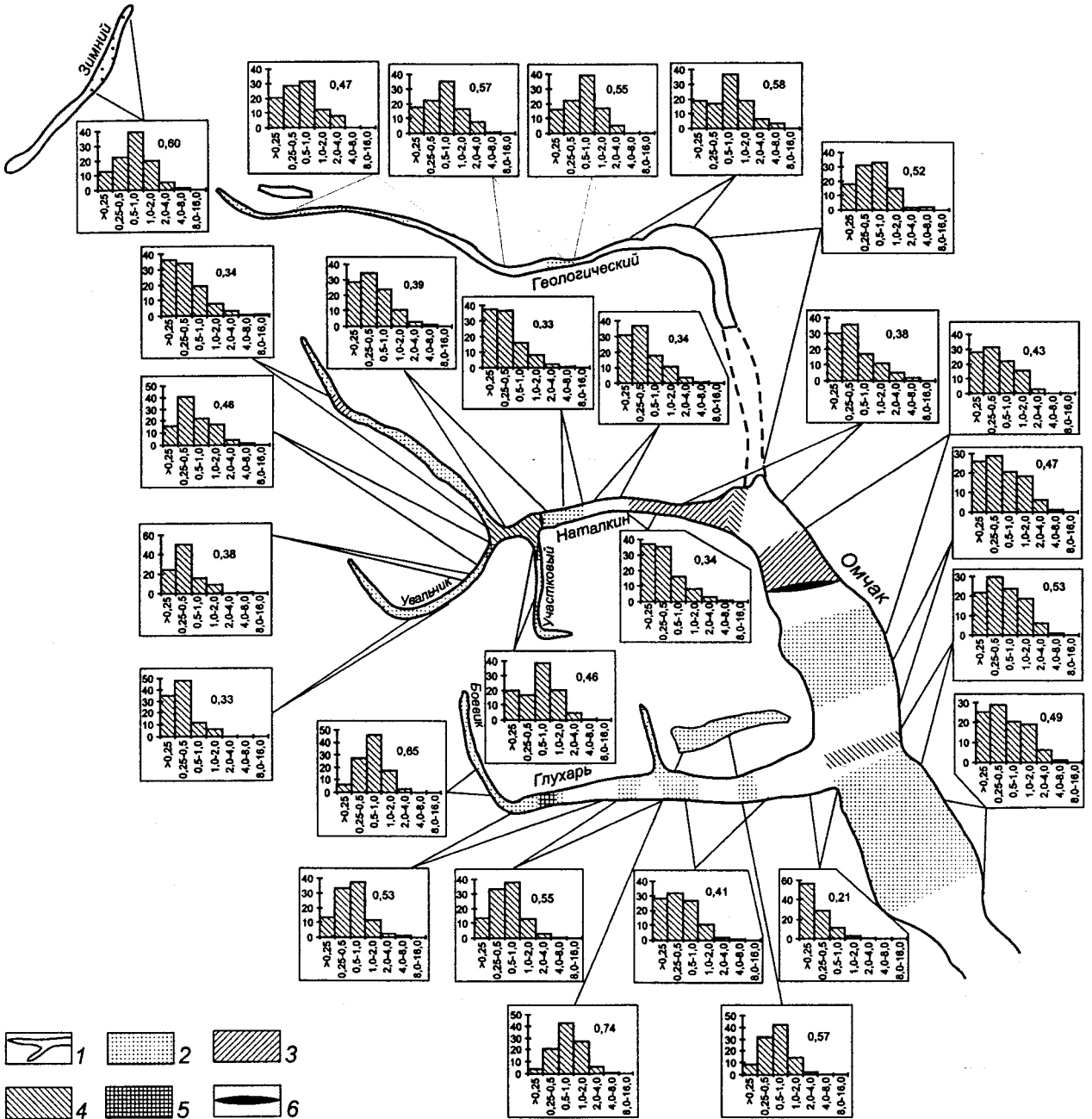


Рис. 8.9. Гранулометрический состав золота и особенности шлихового комплекса россыпных месторождений Наталкинского рудного поля (использованы материалы геологоразведочных [И. И. Крупенский и др., 1944 г.] и тематических [В. С. Булгаков и др., 1976 г.] работ): 1 - контур промышленной части россыпи; 2 - участки распространения необработанного и слабообработанного золота; 3-6 - участки распространения в шлихах барита (3), шеелита (4), шеелита и барита (5), галенита (6)

Помимо гидроокислов железа и сульфидов обычно в незначительных количествах (доли процента) в тяжелой фракции из продуктивных горизонтов россыпных месторождений отмечаются выделения рутила, циркона, анатаза, брукита, пироксена, роговой обманки, граната, эпидота, плеонаста, ильменита, поступившие в россыпи в результате разрушения рудовмещающих пород.

Россыпные месторождения Омчакского узла характеризуются мелким составом золота (табл. 8.3). Средняя крупность золота в россыпях, связанных с рудными телами Наталкинского рудного поля, составляет от 0,34 до 0,65 мм.

Таблица 8.3

**Гранулометрический состав золота россыпных месторождений
Омчакского узла, % [В.С.Булгаков и др., 1976 г.]**

Водоток	Фракция, мм							Средний диаметр, мм
	-0,25	0,25-0,5	0,5-1,0	1,0-2,0	2,0-4,0	4,0-8,0	+8,0	
Зимний	12,6	22,3	39,3	19,8	5,1	0,8	-	0,60
Геологический	18,9	24,7	34,5	14,6	6,0	1,3	-	0,54
Наталкин	31,9	35,4	17,9	10,0	3,7	0,9	0,2	0,34
Увальчик	23,9	31,8	28,5	12,1	2,5	1,2	-	0,44
Участковый	19,7	16,7	38,9	20,1	4,5	0,5	-	0,54
Боевик	14,4	19,0	46,0	17,8	2,8	-	-	0,65
Глухарь	25,0	30,7	30,5	11,1	2,4	0,3	-	0,45
Омчак:								
выше руч. Павлик	24,7	27,8	21,9	19,4	5,5	0,6	0,1	0,48
ниже руч. Павлик	12,6	29,0	45,3	11,5	1,3	0,3	-	0,52
вся россыпь	21,1	28,2	28,9	17,0	4,2	0,5	0,1	0,50
Сбросовой	8,5	20,3	44,0	21,8	5,2	0,2	-	0,65
Спутник	15,5	27,9	45,4	9,0	1,7	0,5	-	0,52
Безымянный	5,4	12,0	51,8	25,8	4,5	0,5	-	0,73
Ваня	12,3	33,0	45,4	7,6	1,3	0,4	-	0,50
Крутой	8,2	13,4	43,3	29,4	5,5	0,2	-	0,79
Павлик	13,0	31,3	27,7	22,2	5,1	0,6	0,1	0,60
Декабрьский	7,4	18,8	42,5	26,5	4,8	-	-	0,68
Минометный	10,6	30,7	45,2	12,2	1,3	-	-	0,54
Надеждинский	9,8	26,2	43,6	15,1	3,7	2,2	-	0,62
База	39,2	43,8	17,0	-	-	-	-	0,31

Наиболее мелкий средний гранулометрический состав золота отмечается в россыпи руч. Наталкин, наиболее крупный - в россыпи руч. Боевик. Основу его составляют фракции менее 1 мм. На долю весьма мелкого золота (менее 0,25 мм) по отдельным разведочным линиям в руч. Глухарь приходится до 56%, а в руч. Наталкин - до 60%. Золото крупнее 4 мм составляет доли процента и первые проценты. В руч. Наталкин оно встречается по всей россыпи, в остальных ручьях - на отдельных участках (см. рис. 8.9). Наибольшее его количество отмечается на нижнем участке россыпи руч. Геологический и Наталкин. Золото крупнее 8 мм присутствует преимущественно в россыпи руч. Наталкин. Здесь же установлено и наибольшее количество самородков, которые и в Наталкинской группе россыпей и в целом в россыпях Омчакского узла встречаются очень редко. Обычно их масса от 5 до 100 г, реже до 200-300 г. Самые крупные самородки (1128 и 480 г) найдены на нижнем участке россыпи руч. Наталкин (разведочные линии 9-7).

В россыпи руч. Наталкин гранулометрический состав золота относительно выдержанный, в других россыпях он резко колеблется по простиранию россыпи. Особенно резко изменяется количество золота фракции менее 0,5 мм. В целом для россыпи руч. Увальчик и Глухарь отмечается тенденция уменьшения гранулометрического состава к устью ручья, для руч. Геологический - возрастания. Средняя крупность металла в террасовой россыпи руч. Глухарь в 1,5-2 раза выше, чем в долинной.

Степень обработанности золота во всех россыпях в целом очень незначительная.

В россыпных месторождениях, располагающихся в долинах низких порядков, распространены золотины «рудного» облика и слабообработанные зерна, сохранившие первичные формы [И. И. Крупенский и др., 1944 г.; Е. Д. Васюнина, 1954 г.].

На верхних и средних участках россыпей руч. Наталкин и Глухарь преобладают необработанные и слабообработанные разности золота. Необработанные зерна золота имеют сложную губчатую поверхность и покрыты темным налетом гидроокислов железа. Часто они находятся в сростках с кварцем, окрашенным (за счет гидроокислов железа) в бурый цвет. Цвет необработанных зерен золота на свежем срезе желтый и зеленовато-желтый. Слабообработанные золотины характеризуются пластинчатым, ден-

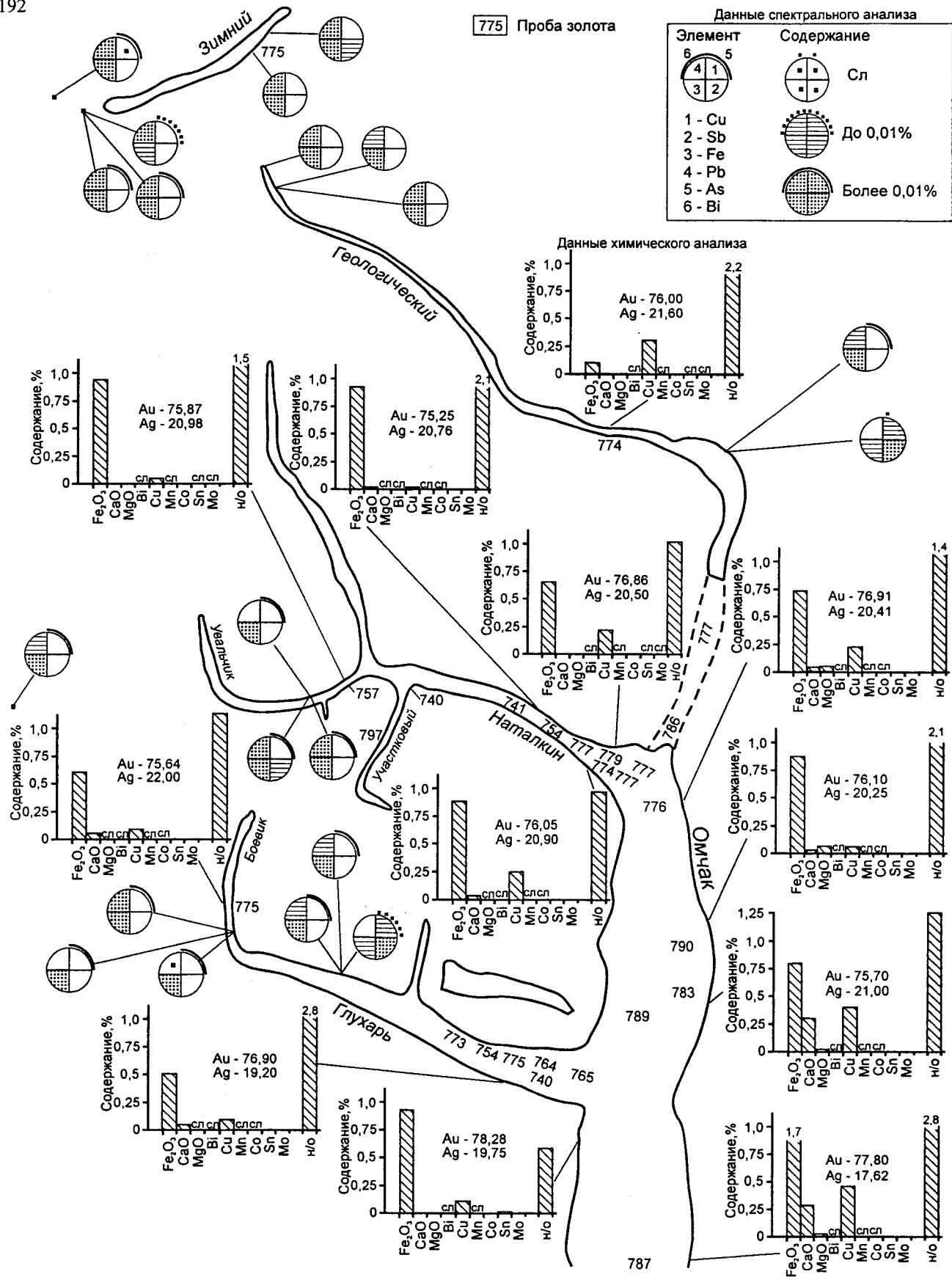


Рис. 8.10. Состав золота россыпных месторождений Наталкинского рудного поля (использованы данные геологоразведочных [И. И. Крупенский и др., 1944 г.] и тематических [Е. Д. Васюнина, 1954 г.; В. С. Булгаков и др., 1987 г.] работ)

дритовидным, проволочковидным, губчатым и комковидным обликом. Они обычно сохраняют первичную рудную скульптуру при общей сглаженности поверхности. Редко встречающиеся среднеобработанные золотины имеют пластинчато-дисковидную и галечную формы с реликтами первичной поверхности. Почти все слабо- и среднеобработанные золотины покрыты пятнами или сплошным налетом бурых и темно-бурых (до черного цвета) гидроокислов и окислов железа. В разрезе их в монтированных аншлифах обычно наблюдаются структурные связи гидроокислов железа с золотом [И. И. Крупенский и др., 1944 г.]. Характерны высокопробные оболочки, придающие обработанным золотинам с поверхности местами красноватый оттенок.

На нижних участках россыпей руч. Наталкин и Глухарь в россыпных струях, залегающих в пределах пятой и третьей террас, преобладают слабообработанные разности золота при подчиненной роли среднеобработанных. В россыпных струях, распространенных в пределах пойменной части долины, основная доля золота, напротив, представлена среднеобработанными зернами при подчиненной роли слабообработанных. В устьевой части ручьев в них отмечаются также мелкие хорошо обработанные золотины в форме дисков и истертых чешуек. В целом по описаниям К. А. Гусева [И. И. Крупенский и др., 1944 г.] мелкое золото на нижнем участке россыпи руч. Наталкин представлено пластинчатыми, таблитчатыми, комковидными (крупинки), реже игольчатыми, чешуйчатыми и дендритовидными выделениями. Степень обработанности средняя. Относительно крупные зерна содержат включения кварца. Довольно часто на них наблюдается чешуйчатая плотная «рубашка» окислов железа. Золото средней крупности в основном имеет форму пластинок и табличек различных очертаний, средней обработанности. Зачастую они покрыты плотной железистой «рубашкой». Встречаются среди них золотины рудного облика со слабой степенью обработанности, находящиеся в сростках с кварцем. Крупное золото представлено округлыми, эллипсоидными, подково- и кольцеобразными, лапчатыми и дендритовидными зернами, округлыми, угловатыми, грушевидными сростками с кварцем. Степень их обработанности средняя и слабая. Почти все крупные золотины с пятнами или покрыты сплошным плотным налетом бурых окислов железа, выделения которых отмечаются и внутри золотин. Самородки имеют форму хорошо обработанных пластин с включениями кварца, окрашенного в темно-бурый тон. Они покрыты налетом гидроокислов железа темно-бурого цвета.

В качестве микровключений в золоте в большом количестве отмечаются арсенопирит и пирротин, реже пирит и галенит. В большинстве случаев они разложены с образованием вторичных минералов, представленных главным образом гидроокислами железа. С поверхности такие золотины также, как правило, покрыты плотной коркой гидроокислов железа.

Проба золота в россыпях Наталкинской группы по разведочным линиям колеблется от 740 до 797. Преобладающим является золото с пробой 773-779. В качестве микропримесей, по данным химического анализа [Е. Д. Васюнина, 1954 г.], присутствуют окислы железа, кальция и марганца, а также висмут, медь, марганец, кобальт, олово и молибден, а по данным спектрального анализа [В. С. Булгаков и др., 1987 г.], - медь, сурьма, железо, свинец, мышьяк (рис. 8.10).

Химический состав золота в россыпных месторождениях Омчакского узла находится в тесной связи с его крупностью и определяется типом разрушавшихся рудных тел [Литвиненко, Приставко, 1999; Литвиненко, 2002]. Так, россыпи (или их части), сформированные преимущественно за счет разрушения коренных источников наталкинского типа, характеризуются ярко выраженной левой асимметрией гистограмм крупности золотин с преобладанием в них классов $-0,25$ и $0,25-0,5$ мм (при несколько более высокой роли класса $-0,25$ мм) и незначительной долей фракций $0,5-1,0$, $1,0-2,0$ мм и крупнее. Средняя проба золота здесь составляет около 740-750. Для его химического состава характерно отсутствие в нем в значимых количествах в качестве гипогенных микропримесей других элементов. Золото же россыпей, сформировавшихся преимущественно за счет разрушения коренных источников павликовского типа, характеризуется симметричной гистограммой крупности с преобладанием класса $0,5-1,0$ мм и присутствием в значительном количестве золота класса $1,0-2,0$ мм при незначительной доле фракции $0,25-0,5$ мм, менее $0,25$ и более $2,0$ мм. Оно отличается повышенной пробой (около 780-800) и постоянной гипогенной микропримесью Си. Россыпные месторождения, сформировавшиеся преимущественно за счет разрушения оруденения базового типа, отличаются низкопробным, очень мелким золотом, в котором основную долю составляют классы $-0,25$ и $0,25-0,5$ мм (при некотором преобладании класса $0,25-0,5$ мм) и очень незначительную роль играют зерна крупнее $1,0$ мм.

8.4. Условия образования россыпей и их связь с коренными источниками

На основании приведенных характеристик россыпных месторождений, связанных с коренными источниками Наталкинского рудного поля, отметим, что они при общем мелком составе золота отличаются значительным, а в некоторых случаях исключительным богатством как по уровню концентраций, так и сосредоточенных в них запасов металла и большой мощностью продуктивного пласта.

Резкое изменение количества мелкого золота по простиранию россыпей, слабая степень обработанности металла, приуроченность к участкам максимальной насыщенности преимущественно «рудных» выделений золота, а в шлиховом комплексе сульфидов, барита и шеелита указывают на слабую степень переработки аллювиальными процессами россыпных концентраций и тесную непосредственную связь россыпей с коренными источниками. Анализ характера строения россыпи в пределах обогащенных участков россыпных месторождений руч. Наталкин, Глухарь (и других ручьев), закономерностей изменения вдоль них типоморфных свойств золота (крупности, обработанности, уплощенности и т.д.) показывает, что участки представляют собой самостоятельные (элементарные) россыпные проявления, формирующиеся за счет собственных коренных источников, и которые лишь условно (по месту залегания) объединяются в одно россыпное месторождение долины ручья.

Типоморфные свойства золота в россыпных месторождениях Наталкинского рудного поля и всего Омчакского узла [Литвиненко, 2002], его парагенетические ассоциации свидетельствуют о ведущей роли в высвобождении золота из руд процессов химического выветривания, протекавших в зоне окисления рудных месторождений.

Отмеченные выше геологические особенности россыпей Наталкинского рудного поля, а также данные о преобладании (до 75-80%) в рудных телах Наталкинского месторождения металла менее 0,25 мм (не высвобождающегося в условиях перигляциального литогенеза [Желнин, 1979] и не являющегося россыпеобразующим [Шило, 1981]) и значительной доле в рудах «связанного» (в сульфидах) золота указывают, что их формирование можно объяснить только с позиции концепции длительного и унаследованного развития россыпеобразовательных процессов в орогенных морфоструктурах Северо-Востока в ходе единой кайнозойской эпохи россыпеобразования [Литвиненко, 1995, 2001; Литвиненко, Кожевников, 1997].

Ведущую роль в формировании россыпей играл этап, связанный с режимами конденудационных поднятий (поздний мел - ранний плиоцен). Он выражался в образовании на междуречных пространствах иллювиально-остаточных, а в днищах долин аллювиально-остаточных россыпных концентраций. Они формировались в обстановке длительных умеренных поднятий в условиях теплого влажного климата и унаследованного развития гидросети в результате активного химического выветривания коренных источников, развивавшегося синхронно с эрозионными и денудационными процессами. Это определяло, в условиях свободной циркуляции грунтовых вод вниз по направлению погружения рудных тел и плавного прогрессивного развития зоны окисления за счет понижения уровня эрозии, высокую степень гипергенной переработки руд и высвобождения всех форм и типов золота. Перераспределение высвобождающегося золота в нижние горизонты формирующейся зоны окисления, вынос значительной части продуктов выветривания золотовмещающих пород в виде растворов и суспензий, постоянное понижение уровня эрозии являлись главным литогенетическим механизмом образования россыпных концентраций.

Как показал сравнительный анализ типоморфных свойств самородного золота рудных проявлений центральной Колымы, Чукотки и Приколымского поднятия и реликтовых частей иллювиально-остаточных концентраций, при формировании иллювиально- и аллювиально-остаточных россыпей, связанных с проявлениями золото-кварцевой формации со сложным составом руд (минерализованные дайки, жильные зоны), процесс высвобождения золота сопровождался переводом части его в раствор, а механизм концентрации золота носил хемогенно-механический характер.

Отмеченные выше литогенетические и минералого-геохимические факторы обусловили высокую степень концентрации золота в иллювиально- и аллювиально-остаточных россыпях Наталкинской рудной зоны этапа конденудационных поднятий. При этом богатство коренных источников определяло и богатство россыпей.

Этап новейшей тектонической активизации характеризовался преимущественно преобразованием в ходе склоновых и аллювиальных процессов иллювиально- и аллювиально-остаточных концентраций золота с формированием склоновых и аллювиальных пластовых россыпей в современных долинах.

На начальных стадиях новейшего этапа в результате размыва аллювиально-остаточных россыпей в днищах долин происходило формирование аллювиальных плотиковых россыпей. В связи с умеренным характером новейших движений преобразование иллювиально-остаточных концентраций в целом имело незначительный характер. На отдельных участках их нижние части сохранялись в виде реликтов под формирующимися плотиковыми аллювиальными россыпями. Со сменой в дальнейшем эрозионных процессов активным сносом в речные долины с междуречных пространств материала коры выветривания поступающие с продуктами выветривания иллювиально-остаточные концентрации золота накапливались в аккумулятивных, слабо дифференцированных образованиях субстративного аллювия, обуславливая золотоносность всей толщи этих отложений.

Таким образом, значительное богатство россыпных месторождений Наталкинского рудного поля определяется не только богатством коренных источников, но и условиями их формирования. Повышенная мощность продуктивного пласта объясняется включением в него реликтовых частей аллювиально-остаточных россыпей, новейших аллювиальных плотиковых концентраций, представляющих слабо-преобразованные аллювиальными процессами части аллювиально-остаточных россыпей, и перемещенных в толщу субстративного аллювия иллювиально-остаточных накоплений золота.

Тесная связь россыпных месторождений Наталкинского рудного поля с коренными источниками позволяет определить роль различных геолого-геохимических типов руд в их формировании.

Как уже отмечалось, гранулометрический состав золота россыпей находится в связи с его химическим составом и определяется типом разрушавшихся рудных тел. По этому признаку были условно выделены коренные источники наталкинского, павликовского и базовского типов и соответственно наталкинский, павликовский и базовский типы россыпного золота [Литвиненко, Приставка, 1999], сводная характеристика которых приведена в предыдущем разделе.

На основе численных характеристик гранулометрического состава выделенных типов россыпного золота (типовые ситовки золота) путем подбора долевого участия данного типа ситовки в гранулометрическом составе золота на конкретном участке с использованием данных о геохимической специализации золота выполнена оценка роли различных коренных источников в формировании россыпных месторождений Наталкинского рудного поля (рис. 8.11). Полученные результаты показывают, что россыпи (или их части) в центральной части Наталкинского рудного поля сформировались преимущественно за счет разрушения коренных источников наталкинского типа, тогда как на флангах их образование произошло преимущественно за счет разрушения коренных источников павликовского и базовского типов (см. рис. 8.11).

Установленная на примере Наталкинского месторождения геолого-геохимическая зональность коренных месторождений Омчакского узла (см. раздел 5.3) выражается в смене от центральных частей рудной системы руд первого типа, являющихся ее своеобразным «ядром», рудами второго типа («оболочка») и далее богатой околорудной (внутренней) и фоновой (внешней) ореольными зонами.

Сравнительный анализ типового состава золота в россыпных месторождениях Наталкинского рудного поля и положения геолого-геохимических типов коренного оруденения на современном уровне эрозионного среза с реконструкциями эродированных частей рудных систем позволяет увязать выделенные типы россыпного золота с геолого-геохимическими типами руд. Золото наталкинского и павликовского типов поступало в россыпи из руд соответственно первого и второго типов, базовского - в результате разрушения золотого оруденения внутренней ореольной зоны. Таким образом, определение соотношения количества золота в россыпях, поступившего из различных типов коренных источников (см. рис. 8.11), можно рассматривать как оценку роли различных геолого-геохимических типов руд в их формировании.

В целом проведенный анализ россыпной золотоносности Наталкинского рудного поля позволяет говорить о более широкой полосе развития золотого оруденения в его пределах. Закономерности размещения россыпных концентраций указывают, что параллельно выявленным на уровне современного эрозионного среза рудным ветвям Наталкинской рудной зоны как юго-западнее, так и северо-восточнее ее существовали другие рудные зоны, очевидно, к настоящему времени эродированные в основной своей

массе. Омчакское рудное поле продолжалось через устье руч. Наталкин на северо-запад. Аналогичное ему по характеру строения рудное поле располагалось в устье руч. Геологический, а в нижней части ручья была локализована Нарциссная рудная зона.

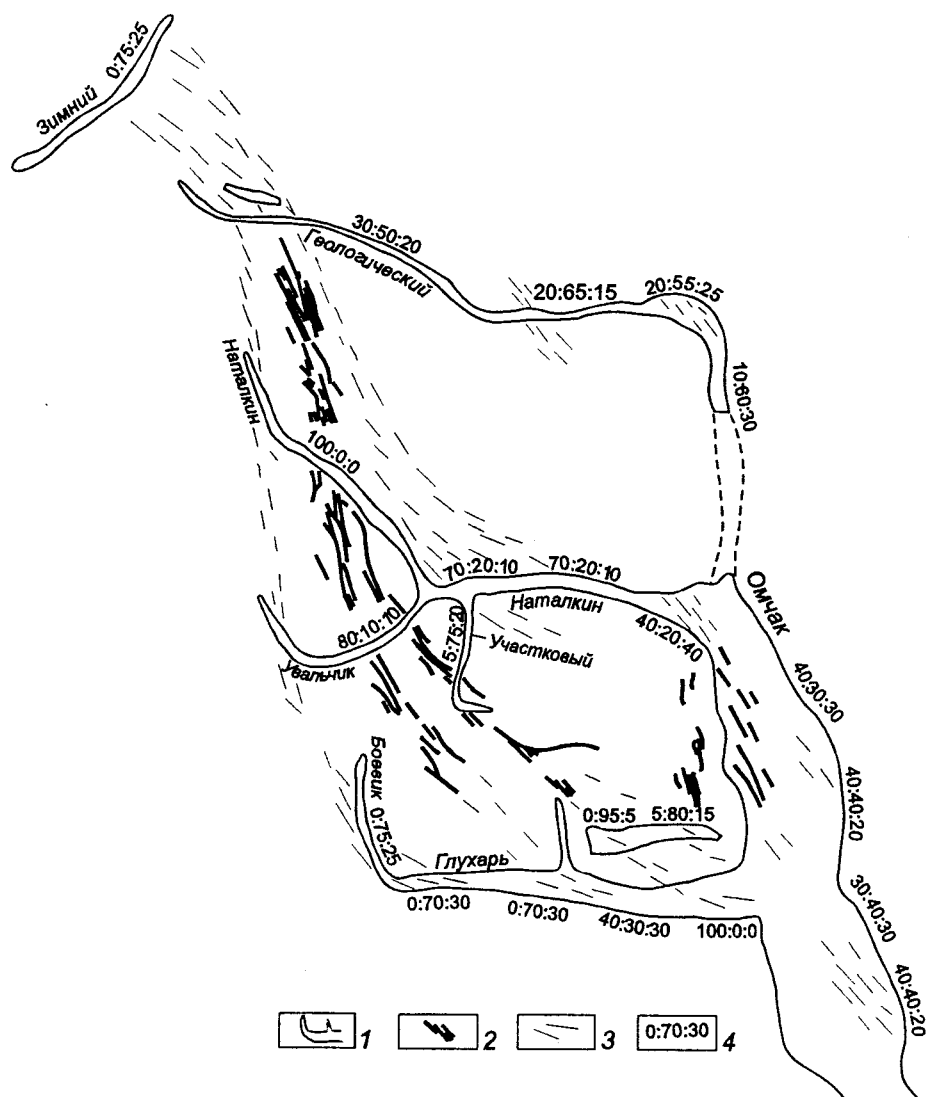


Рис. 8.11. Роль различных типов коренных источников в формировании россыпных месторождений Наталкинского рудного поля (с использованием материалов геологосъемочных [Ю. П. Карелин и др., 1985 г.] и тематических [В. С. Булгаков и др., 1987 г.] работ): 1 - контур промышленной части россыпи; 2 - установленные рудные зоны; 3 - местоположение предполагаемых (сэродированных) коренных источников; 4 - соотношение (в %) количества золота в россыпи, поступившего из коренных источников наталкинского, павликовского и базовского типов

На основе типизации золота россыпей в рудных месторождениях Омчакского узла устанавливается зональность по типоморфным свойствам золота, выражающаяся в возрастании крупности и пробы золота от руд первого типа центральных частей рудной системы к рудам второго типа и уменьшению этих параметров в ореольной геохимической зоне, а также вертикальная геохимическая специализация золота, отражающая геохимическую зональность оруденения.

Глава 9. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ И ОМЧАКСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА

На Северо-Востоке России золотая минерализация, золоторудные и золотосодержащие месторождения в значительной мере определяют металлогенический облик региона. По характеристикам (геологическим, физико-химическим) эти проявления могут быть дифференцированы в соответствии с представлениями В. И. Смирнова о сериях месторождений седиментогенного, метаморфогенного и магматогенного генезиса, а также на основе классификационных признаков золоторудных формаций, в различные годы предложенных В. Линдгреном, В. Я. Булытниковым, П. И. Скорняковым, Л. В. Фирсовым, Н. В. Петровской, Н. А. Шило, В. Г. Моисеенко, А. А. Сидоровым, В. И. Гончаровым, Г. Н. Гамяниным, В. А. Буряком и многими другими исследователями.

К истории развития взглядов на генезис золотого оруденения Верхояно-Чукотских мезозоид. Изучение золотоносности Верхояно-Чукотских мезозоид и прежде всего главного в части золотоносности элемента - Яно-Колымской складчатой системы (ЯКСС) имеет уже 70-летнюю историю, периодически завершалось формулированием исследователями собственных взглядов на природу золотого оруденения. Естественно, в основу выдвигаемых генетических положений авторы закладывали результаты, во-первых, тех направлений исследований, которые они представляли, и, во-вторых, тех, где были получены максимально полные для своего времени данные, позволяющие судить о природе золотой минерализации.

Анализ опубликованных данных по золотоносным площадям Северо-Востока России свидетельствует о широком разбросе мнений на природу золотого оруденения, локализованного в осадочных толщах. В настоящем разделе представляется целесообразным рассмотреть только те из них, которые в той или иной мере оценивают генезис золотого оруденения с позиций его метаморфогенного, магматогенного (плутоногенного) или гибридного происхождения. При этом заметим, что ортодоксальных взглядов на генезис золотого оруденения в складчатых структурах мезозоид как только магматогенного (плутоногенного) или только метаморфогенного ни одна из современных школ геологов-рудников не исповедует. Предпочтение может отдаваться той или иной модели развития, какому-либо из механизмов рудоконцентрирования, но без исключения вероятности проявления соперничающих механизмов.

На первых порах, примерно до конца 50-х гг., эти выводы в основном носили сводный региональный характер, представляя собой результаты обобщения и анализа геологических материалов по рудно-россыпным районам и узлам. Но уже с начала 60-х гг., по мере увеличения масштабов геологопоисковых и разведочных работ на рудное золото, генетические проработки проблемы золотоносности территории стали носить более локальный и детальный характер с привлечением сведений по метаморфизму, метасоматозу, геохронологии, минералогии, геохимии и термобарогеохимии месторождений, с разработкой и использованием критериев связи коренной и россыпной золотоносности.

На всех этапах исследований данные по ЯКСС и, главным образом, по Омчакскому рудно-россыпному узлу, как наиболее полно, всесторонне и систематически изучавшемуся, являлись эталонными, но формулируемые при этом выводы нередко носили полярный характер. Ниже будут рассмотрены наиболее интересные геолого-генетические модели золотоносности Верхояно-Чукотских мезозоид в целом, в том числе Омчакского рудно-россыпного узла.

Пожалуй, впервые региональные структурно-геологические и тектоно-магматические факторы, влияющие на размещение золотой минерализации на Северо-Востоке Азии, рассмотрел А. К. Болдырев [1946]. При сравнении золотоносности этой территории с западными и южными площадями Северной и Южной Америки он отмечал отчетливую связь крупных месторождений золота с поясами гранитных батолитов. Впоследствии его вывод нашел подтверждение в том, что сопряженные золотоносные линейные структуры и пояса батолитов и на Северо-Востоке России, и в Кордильерах Северной Америки пространственно и во времени совпадают с поясами регионального метаморфизма [Гельман, 1976, 2000].

Первый опыт определения генезиса золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса принадлежит, по-видимому, П. И. Скорнякову [1949]. По его мнению, генетические свойства месторождений находятся в «прямой и строгой зависимости от связи месторождений с определенными интрузив-

ными комплексами и геологического строения района, но на них мало отражаются структурные особенности месторождений». Присутствие в рудных телах халцедоновидного кварца, адуляра и иногда низкопробного золота явилось для П. И. Скорнякова основанием для отнесения Наталкинского месторождения к классу эпитермальных.

Одно из первых металлогенических построений Ю. А. Билибина [1959, 1961а, б], выполненное им на основе данных по золотоносности Северо-Востока России, основывалось на представлениях о связях между магматитами и гидротермальным оруденением как устойчивых парагенетических, но не генетических, что отличало эти взгляды от схемы В. Н. Эммонса. Несколько позднее, с выделением самостоятельной группы малых интрузивов, Ю. А. Билибин [1961б] золотое оруденение начал связывать с очагами диоритовых магм, не решая, однако, вопроса об их происхождении.

В последующие годы детальное изучение комплексов малых интрузивов, их взаимоотношений и связи с гранитоидным магматизмом позволило Ф. Р. Апельцину [1956] прийти к выводу о том, что малые интрузивы принадлежат к нескольким разновозрастным (от поздней юры и почти до конца раннего мела) формациям, характеризуются неоднородным составом и, вместе с тем, единством линии развития. Многоактная деятельность глубинных магматических очагов, каждый из которых сопровождался поступлением рудоносных флюидов, являлась, по мнению Ф. Р. Апельцина, главной причиной формирования золотоносных полей Яно-Колымского пояса. Таким образом, золотое оруденение региона этим исследователем парагенетически связывалось с развитием глубинных магматических очагов.

Л. В. Фирсов [1985], на протяжении многих лет занимавшийся всесторонним изучением золотого оруденения Яно-Колымского складчатого пояса, пришел к выводу о его метаморфогенно-коллоидной природе. По его мнению, территориальное совмещение месторождений золото-кварцевой формации, геосинклинальных отложений и гранитоидного магматизма задано общим планом и ходом геологического развития Яно-Колымской складчатой зоны в позднем палеозое - мезозое. Золотая минерализация наложена на эту зону и совмещена в основном с наиболее прогнутаой частью геосинклинали, формирование которой завершалось гранитоидным магматизмом. Структурно-морфологические и текстурные особенности золотоносных кварцевых жил свидетельствуют о их коллоидном происхождении, но при этом, как отмечает Л. В. Фирсов, в кварцевых жилах на золоторудных объектах этой провинции почти нет явных проявлений колломорфизма. Образование кварцево-жильных агрегатов на месторождениях, как считает автор, представляет собой «процесс одноактный или сравнительно скоротечный» [Фирсов, 1985. С. 199]. Минерализация жильных тел зависит от состава вмещающих пород. Есть признаки, свидетельствующие о перемещении рудогенных элементов из жил в породы и о встречной миграции петрогенных компонентов. В прожилково-штокерковых месторождениях основная часть рудных элементов (золото, серебро, свинец, цинк, медь и др.) находится во вмещающих породах в составе сульфидных вкраплений, представленных пиритом и арсенопиритом. Рассматривая взаимоотношения золотого оруденения и магматизма, Л. В. Фирсов считает, что «ряд индивидуальных черт в размещении золоторудных месторождений и магматических образований дает основание поставить под сомнение генетическую связь золото-кварцевой формации с гранитоидными и диоритовыми магмами (и интрузивами разного масштаба) и с полихронными малыми интрузиями» [1985. С. 200]. Источниками золота и кремнекислоты, как полагает этот исследователь, являются мощные песчано-сланцевые толщи, преобразованные в результате метаморфических процессов на глубоких горизонтах тектонически активных геоструктурных зон. Формирование рудоносных растворов осуществляется за счет глубинной мобилизации поровых вод при метаморфизме осадочных пород. При выходе истинных растворов в зону транзита, обусловленную разломной тектоникой, они трансформируются в коллоидные, эволюция которых приводит к образованию гелей, их последующей дегидратации, повышению в растворах концентрации дисперсной фазы и формированию, в конечном итоге, рудоносных кварцевых жил.

Следует заметить, что преобразование истинных растворов метаморфогенного генезиса, представляющих собой электролиты с достаточно высокой концентрацией солей, в коллоидные системы выглядит сомнительным. Природные коллоидные растворы, дисперсная фаза которых обладает или положительным, или отрицательным зарядом, при появлении электролитов трансформируются в гели, и, следовательно, переход метаморфогенных гидротермалитов, представляющих собой солевые системы, в коллоиды с позиций физико-химии вряд ли возможен. Поэтому метаморфогенно-коллоидная гипотеза формирования малосульфидных золото-кварцевых месторождений ЯКСС, предложен-

ная Л. В. Фирсовым, на наш взгляд, неприемлема. Тем более, что каких-либо следов колломорфизма руд на подобных месторождениях, в том числе на Наталкинском, нет. Выделение редко встречающегося халцедоновидного возможно метаколлоидного кварца, сделанное еще П. И. Скорняковым, вряд ли следует рассматривать в качестве убедительного доказательства исходно коллоидной природы метаморфогенных золотоносных гидротерм. Тем более, что появление такого кварца может быть связано с деятельностью более поздних гидротермальных систем близповерхностного типа, характерных для структур близкорасположенного (на юго-восток от Наталкинского месторождения) Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

О связи золотого оруденения яно-колымских месторождений с интрузивным магматизмом высказывался (хотя и с большой осторожностью) Н. А. Шило [1981]. Длительное и систематическое изучение формационно различных золоторудных месторождений Северо-Востока России привело ученого к выводу, согласно которому «к какому бы генетическому ряду ни относилась золотая минерализация ... она всегда как бы сближена с магматическими сериями» [1981. С. 27], и, тем не менее, «даже, если признаки такого родства кажутся очевидными» [1981. С. 28], непосредственная генетическая связь рудных месторождений с конкретными интрузивами вызывает сомнение.

В последние годы золоторудные месторождения в складчатых комплексах вызывают повышенный интерес в связи с тем, что, по мнению многих исследователей (А. А. Сидорова, В. И. Гончарова, В. А. Бураяка, В. А. Волкова и др.), в них нашли отражение черты широкого круга геологических процессов и событий: от накопления осадков в морском бассейне, их изменения в ходе раннего регионального метаморфизма, образования зон первичной сульфидно-вкрапленной минерализации и участия этих пород в разномасштабных деформационных процессах до формирования интрузивно-купольных структур и гидротермального прожилково-вкрапленного и жильного дискретно развивающегося оруденения.

Общая схема зарождения, развития и преобразования подобных месторождений рассмотрена А. А. Сидоровым в рамках предложенной им концепции базовых рудных формаций, а также в ходе выполненного им же всестороннего анализа истории металлогенического развития региона [Сидоров, 1987, 1995] и приведена ниже. При этом он исходит из представлений о многоэтапном формировании локальных концентраций золота в осадочных толщах и полигенности (множественности) его источников. На первом этапе появление золота он связывает с деятельностью первичного мантийного источника с существенно углеродистым флюидом, в котором золото, возможно, находилось в виде металлорганических соединений. Миграция этого флюида по участкам интенсивного динамического преобразования осадочных толщ, отличающихся высокой флюидопроводящей способностью и повышенными сорбирующими свойствами, обеспечивала негидротермальное газово-флюидное формирование протяженных и мощных зон с рассеянной золотосодержащей сульфидно-вкрапленной минерализацией. Такие большеобъемные и принципиально золотоносные зоны вкрапленной сульфидизации на следующих этапах рудоконцентрирования, по-видимому, выполняли роль промежуточных источников рудного вещества.

Формирование гидротермальной системы на таких площадях способствует дальнейшей дифференциации золотосодержащих коллекторов и приводит, по мнению А. А. Сидорова, к возникновению более простых, преимущественно жильных, нередко монометалльных месторождений. Магматическим очагам как рудогенерирующим образованиям в подобной модели отводится роль вторичных источников рудного вещества.

Предложенная А. А. Сидоровым концепция базовых рудных формаций важна еще и тем, что для решения металлогенических проблем в северо-восточном регионе он один из первых последовательно и настойчиво привлекал внимание исследователей к высокому потенциалу на золото широко проявленных в регионе площадей с рассеянной сульфидной минерализацией.

В земной коре зоны с тонкорассеянной сульфидной минерализацией весьма распространены и разнообразны по природе. По содержанию благородных металлов породы таких зон обычно на порядок превосходят кларки этих элементов во вмещающих горных породах. Зоны имеют региональный масштаб развития с размерами по простиранию в десятки - сотни; по мощности - в десятки и по протяженности на глубину до 2 км и более. Преобладающая масса сульфидов, рассеянная в толщах терригенных и терригенно-карбонатных пород, имеет микроскопические размеры и представлена в основном пиритом, реже - арсенипиритом и пирротинном. Сульфидизация осадочных пород сопровождается интенсив-

ным углеродистым метасоматозом осадков. Сульфиды содержат разнообразные элементы-примеси, главными из которых являются золото, серебро, олово, вольфрам, свинец, цинк и др.

Высказано предположение о существовании зон сульфидизации двух типов: негидротермального газово-флюидного и гидротермально-осадочного генезиса. На этапе зеленосланцевого метаморфизма в этих зонах, по мнению А. А. Сидорова, началось интенсивное переотложение вкрапленных сульфидов под воздействием метаморфогенных гидротерм. После проявления ранних фаз гранитоидного магматизма (синорогенного - В. Г.) на стадии регрессивного метаморфизма имело место образование метаморфогенных кварцевых жил. Впоследствии вкрапленные сульфиды активно вовлекались в гидротермальный процесс, являясь важнейшим и эффективным промежуточным источником рудного вещества для более поздних дифференцированных по составу жильных рудных тел, нередко совмещенных с зонами измененных осадочных пород с тонкой сульфидизацией вкрапленного типа. Высказано мнение о возможности привноса в зону первичного минералообразования углерода и самородных металлов глубинным существенно углеродистым, обладающим восстановительными свойствами флюидом, содержащим кроме того галогены, серу, кремнезем и другие компоненты. В случае если первичное минералоотложение с участием глубинного углеродистого и рудного вещества происходило по типу излияния из гидроподводящих каналов на дне океана, то возникающая в таких условиях минерализация имеет гидротермально-осадочную природу, формирующуюся по механизму колчеданного рудообразования.

Одна из моделей формирования рудного района, основанная на принципах аккреционной тектоники, была предложена на примере Нежданинского золоторудного месторождения (Аллах-Юньский пояс, Якутия) А. В. Волковым и А. А. Сидоровым [2001]. В основу ее были положены материалы, опубликованные Г. Н. Гамяниным и др. [1985], и личные наблюдения разработчиков. По мнению авторов модели, на доаккреционном этапе осадконакопление на территории этого рудного района происходило вместе с сульфидной минерализацией в виде мелкой, достаточно равномерно распределенной вкрапленности пирита и арсенопирита. Этап синаккреционного развития района (постинтрузивный-1, по Г. Н. Гамянину и др.) на площади рудного поля месторождения сопровождался образованием шеелит-пирит-арсенопиритовой, халькопирит-галенит-сфалеритовой, тетраэдрит-сульфоантимонитовой и антимонитовой ассоциаций. На постаккреционном этапе, по времени проявления отвечающем развитию мелового - палеогенового магматизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, происходило достаточно широкое развитие близповерхностных кварцевых и серицит-кварцевых прожилков с вкрапленностью сульфидов железа и сульфосолей серебра в сульфидизированных пропилитах (эпитермальные допорфиновые руды). В метасоматитах пирит и арсенопирит, помимо одиночных вкрапленных зерен, нередко представлены друзами мелких кристаллов. Постаккреционные порфиновые руды (постинтрузивные-2, по Г. Н. Гамянину и др.) имеют золото-сульфидно-шеелит-кварцевый состав с сульфосолями серебра и антимонитом. Более половины объема всех руд на Нежданинском месторождении представлены порфировыми вкрапленными и прожилково-вкрапленными разновидностями.

К определенным выводам о связях магматизма, метаморфизма и золотого оруденения пришел М. Л. Гельман [2000], выполнивший сравнительный анализ золотоносных гранитоидных провинций Северо-Востока России и Австралии. По его мнению, многофазный кислый магматизм, диахронный зональный региональный метаморфизм с длительной регрессивной стадией, включающей рудообразование и золотоотложение, должны рассматриваться в едином комплексе, как взаимосвязанные и последовательно развивающиеся события. Наиболее значительные проявления кислого магматизма и метаморфизма вдоль линейных зон прогибания, по мнению этого исследователя, были вызваны глубинным восстановленным флюидом. Малые интрузивы основного-ультраосновного и лампрофирового составов также имеют мантийное происхождение. Мантийная природа свойственна и рудоносному флюиду. Этот вывод сделан на основании анализа процессов региональной карбонатизации, баланса углерода и сероводородного флюида в объеме пород рудоносных структур. При этом изменение химических и физических свойств флюида зависит не от частных структурных ситуаций, а от положения кардинальных границ блоков с различными типами земной коры, чем определяется и известная автономность флюида, связанная с глубиной источника.

К выводу о метаморфогенной природе золоторудных месторождений Омчакского узла, и прежде всего Наталкинского, в последние годы пришла группа исследователей - соавторов настоящей монографии [Ворошин и др., 2000а, б].

Локализация золото-кварцевых месторождений в терригенных толщах большой мощности, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, служит отправной точкой для рассматриваемой модели. В большинстве случаев рудные тела, по мнению этих авторов, расположены на границе биотитовой изограды и над ней, а также над температурным фронтом пирит-пирротиновой инверсии во вмещающих породах.

Геологические реперы в Омчакском рудном узле указывают возможный временной интервал оруденения от поздней юры до позднего мела (руды наложены на дайки спессартитов с возрастом не древнее поздней юры и пронизаны телами риолитовых брекчий, которые, в свою очередь, рассечены гранитоидами позднего мела). Датировки абсолютного возраста околожильных метасоматитов, проведенные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, дают значения $135,2 \pm 0,5$ млн лет [Ньюберри и др., 2000]. Этот возраст не соответствует ни одному крупному интрузивному событию в зоне Тенькинского глубинного разлома, а потому связывать рудообразование с магматизмом вроде бы нет оснований.

Согласно этой модели, потенциальным источником серы и мышьяка служат терригенные осадочные породы верхоянского комплекса, где количество серы составляет сотые и десятые доли процента, достигая в некоторых случаях целых процентов; а содержание мышьяка колеблется на уровне $n \cdot 10$ г/т. Преимущественная форма локализации серы - сульфидная в пирите. Мобилизация происходит при метаморфической реакции пирротинизации. Предполагаемый механизм связывания серы - это взаимодействие ее подвижных соединений с железосодержащими силикатами и оксидами с образованием сульфидов железа и маложелезистых силикатов и оксидов, причем наибольшее значение такое взаимодействие имеет для рассеянной минерализации в околожильных измененных породах.

Мышьяк в виде изоморфной примеси обычно встречается в пирите. Мобилизация и миграция его возможна как при диагенезе, так и при более глубоком метаморфизме осадков. Наиболее значимы для этих процессов реакции фазовых переходов между сульфидами железа, в частности, широко распространенная в породах верхоянского комплекса реакция пирротинизации пирита [Скорняков, 1947].

Главными движущими силами реакции преобразования пирита в пирротин являются температура и окислительно-восстановительный потенциал. В большинстве случаев нельзя упрощать этот переход, сводя процесс только к инконгруэнтному разложению пирита при температуре 743°C [Hall, 1986]. Вычисления показывают, что буфер C/CO_2 должен инициировать рассматриваемую реакцию при температурах уже свыше 200°C . Оценки температуры и давления, при которых эта реакция реализуется в породах верхоянского комплекса, сделанные на основе данных о распределении кобальта и никеля между сосуществующими пиритом и пирротинном, составе арсенопирита, ассоциирующего с пиритом и пирротинном, химизме сфалерита, кристаллизующегося с пиритом и пирротинном [Ворошин и др., 1993], отвечают значениям около 400°C и 250 МПа. Эти условия приблизительно соответствуют биотитовой изограде [Ferry, 1984].

Возможность связывания изоморфного мышьяка, находящегося в пирите, в арсенопирит для условий сульфидно-вкрапленного минералообразования в обстановке осадконакопления и диагенеза, по мнению С. В. Ворошина и др. [2000a], исключена. Осаждение мышьяка определяется взаимодействием его подвижных соединений с сульфидами железа с образованием арсенопирита, что подтверждается многочисленными минераграфическими наблюдениями. Существование нижнего температурного предела устойчивости арсенопирита приблизительно 250°C [Тюкова, Козлов, 1986] приводит к тому, что в терригенных породах, метаморфизованных в низкотемпературных условиях, отсутствует арсенопирит, а мышьяк содержится преимущественно в виде изоморфной примеси в пирите. Локализация мышьяка в форме арсенопирита происходит только при температурах, превышающих уровень нижнего предела устойчивости этого сульфида, что соответствует условиям образования пирит-арсенопиритового парагенезиса на всех золоторудных месторождениях Верхне-Колымского региона.

Таким образом, на уровне биотитовой изограды в терригенных толщах начинается массовая реакция пирротинизации пирита, которая сопровождается высвобождением серы и мышьяка. Параллельно с этой реакцией (при тех же самых условиях) в породах начинаются реакции декарбонатизации и дегидратации [Ferry, 1984], т. е. главные компоненты руд и растворов - вода, уголекислота, сера, мышьяк мобилизуются из одних и тех же пород и при одних и тех же условиях и вполне способны участвовать в процессах миграции, в том числе и с другими рудными компонентами.

Тем не менее, все это не исключает возможности поступления некоторых из этих компонентов частично или полностью по транзитным структурам из эндогенных магматических источников, в том числе и подкоровых. На это указывают изотопные исследования серы и присутствие в рудах месторождения платины и палладия, а также, вероятно, никеля, висмута и кобальта.

Решение вопроса об источниках золота и других рудных компонентов по результатам выполненных С. В. Ворошиным и др. [1993] исследований является еще более сложным. Замещение пирита пирротинном, конечно, может приводить к высвобождению из пирита золота, сурьмы и, вероятно, цветных металлов и серебра, однако эти компоненты могут также в значительных количествах содержаться и в углисто-силикатной матрице. Провести более или менее достоверную оценку долевого распределения золота между главными составляющими «материнских» пород - золотоносными сульфидами и углеродистыми породами - в настоящее время не представляется возможным. Поэтому нет оснований утверждать единый (метаморфогенный) источник золота рудных зон.

Исходя из условий мобилизации главных рудных компонентов, авторы рассматриваемой модели определили граничные физико-химические параметры растворов: максимальную температуру 400°C, максимальное давление 250 МПа, начальный минеральный буфер пирит-пирротинный. Эволюция растворов направлена в сторону уменьшения температуры и давления, а также увеличения кислотности и окисленности растворов. На вещественном уровне это выражается в истощении пирит-пирротинового буфера в сторону образования мономинерального пирита или, учитывая силикатную матрицу, буфера, состоящего из пирита и магнетита. Наиболее вероятными формами серы в растворах в рассматриваемых условиях будут H_2S и HS^- , а мышьяка H_3AsO_3 [Heinrich, Eadington, 1986].

Осаждение золота тесно связано с образованием сульфидных ассоциаций. Об этом свидетельствует его постоянная пространственная связь с пиритом, арсенопиритом, галенитом, различными сульфосолями. Золото, в соответствии с известными экспериментами Т. М. Сьюарда [Seward, 1973], скорее всего должно находиться в виде тиокомплексов $Au(HS)_2^-$ и $Au_2S(HS)_2^{2-}$. Вполне возможно, что совместно с ранними сульфидами (арсенопиритом и пиритом) появлялся метастабильный сульфид золота [Козеренко и др., 1986], из которого впоследствии оно переходило в самородное состояние. Эволюция сульфидного минералообразования в направлении снижения температуры, увеличения окисленности и кислотности растворов к концу процесса вполне согласуется с возможными причинами разрушения комплексов золота [Seward, 1973].

Большие неопределенности остаются в отношении роли мышьяка для комплексообразования с золотом. Предполагается [Ахмеджанова и др., 1988] существование соединения $H_2(AuAs)S_3$.

Рассмотренная модель позволяет достаточно уверенно судить об условиях минерало- и рудообразования в обстановке длительно и стабильно развивающейся метаморфогенной системы, закрытой для обмена веществом с внешней средой, но теряет свое значение для открытых систем со свободной, в том числе и встречной, миграцией геохимических компонентов.

Предложена еще одна модель формирования месторождений золота в складчатых структурах - метаморфогенно-магматогенная, которая также разработана авторами настоящей монографии [Гончаров, 2000].

В соответствии с представлениями А. А. Сидорова, В. А. Буряка, А. В. Волкова о первопричинах формирования золоторудных месторождений сульфидно-вкрапленного типа в складчатых осадочных комплексах и модельными разработками о метаморфогенном рудообразовании С. В. Ворошина с соавторами заметим, что в целом природу таких месторождений, по нашему мнению, следует рассматривать как полигенную метаморфогенно-магматогенную, имея в виду, что в формировании руд этих месторождений велика роль как метаморфогенных процессов на ранних этапах их концентрационного обособления, так и магматогенных, способствующих обогащению и, вместе с тем, вызывающих дифференциацию первичных руд, на поздних. При этом к метаморфогенному этапу следует относить процессы первичного хемогенного осадконакопления и диагенеза осадков; вкрапленной сульфидизации погребенных толщ донных отложений в ходе их раннего метаморфизма (диагенеза); интенсивного складкообразования (на стадии орогенеза); регионального метаморфизма (катагенеза с проявлением углеродистого метасоматоза) толщ до фации зеленых сланцев, включающих вторичную сульфидизацию осадочных пород и формирование межпластовых и секущих кварцевых тел метаморфогенной природы. Геохимические принципы формирования пород и руд в условиях регионального метаморфизма могут отвечать рассмотренной выше модельной схеме С. В. Ворошина и др.

Магматогенный этап - это временной интервал, в течение которого имели место одно- или же многоактные, периодически повторяющиеся процессы тектоно-магматической активизации района и становление интрузивно-купольных структур; углубление динамотермального метаморфизма вмещающих пород, сопровождающееся образованием повышенных количеств углеродистых минералов, их преобразованием в высокометаморфизованные разновидности и очередным переотложением (перекристаллизацией) сульфидов с изменением их кристаллохимического состава, соотношения их минеральных форм и размеров, отвечающих новой физико-химической обстановке; высвобождение химически связанного и сорбированного сульфидами, органикой и глинистыми минералами золота и местное концентрирование его в составе новой тонкокристаллической генерации вкрапленных сульфидов; этапное и стадийное формирование гидротермальных растворов, обогащенных как глубинным магматогенным, так и заимствованным из сульфидизированных вмещающих пород рудным веществом.

Дальнейшие процессы регенерации ранних рудных и вообще минеральных скоплений высокотемпературными ассимиляционными и магматогенными растворами приводят минеральные комплексы к частичному растворению, миграции химических элементов в гидротермальном потоке совместно с поступающими из эндогенных источников, насыщению растворов отдельными из них при достижении определенных физико-химических параметров среды и отложению новых генераций жильных и рудных минералов, в том числе благородных металлов, на геохимических барьерах в межзерновых пространствах при околорудном метасоматозе или же в полостях свободной кристаллизации, обеспечивая тем самым формирование рудных тел прожилково-жильного и жильного типов, часто с отчетливо проявленными геохимической, минералогической и физико-химической зональностями.

Во многих случаях зоны интенсивной сульфидно-вкрапленной минерализации приурочены к купольным поднятиям или горстам, в основании которых по различным признакам (данные геофизических исследований, присутствие следов ороговикования вмещающих пород, обнаружение ксенолитов полнокристаллических пород в дайках) залегают не вскрытые гранитоидные интрузивы. Центральные части таких купольных структур могут быть осложнены геосинклиналями, примером которой является Омчакская.

Роль магматических очагов при формировании месторождений золота на площадях метаморфического преобразования пород представляется достаточно весомой, а для некоторых из них и определяющей. Подтверждением этому могут служить следующие соображения. Во-первых, магматические расплавы могут служить источниками золота. Во-вторых, сами очаги и формирующиеся при их многократной активизации интрузивные тела являются энергетическими центрами, способствующими углублению метаморфизма вмещающих пород, обогащенных железом, мышьяком и углистым веществом, и перераспределению различных компонентов. Во-третьих, раскристаллизация магм приводит к образованию остаточных расплавов, формированию флюидов и затем постмагматических растворов, обогащенных различными металлами, в том числе и благородными. В-четвертых, при активизации магматических очагов имеет место прогрессивный метаморфизм вмещающих пород, что вызывает разрушение одних и кристаллизацию новых минералов. И, наконец, в-пятых, постмагматические гидротермальные процессы, развиваясь стадийно (и этапно), вызывают многократное частичное или полное переотложение минеральных компонентов, в том числе и золота, обеспечивая реювенацию и даже регенерацию оруденения. При этом в зависимости от структурной или физико-химической обстановки может иметь место как концентрирование полезных компонентов вплоть до образования бонанцев, так и их рассеивание и формирование бедных полезными ископаемыми, практически безрудных структур.

К группе месторождений метаморфогенно-магматогенного генезиса могут быть отнесены мало-сульфидные золото-кварцевые, золото-сурьмяные и золото-сульфидные месторождения, приуроченные к зонам глубинных разломов, контролирующим положение как вскрытых, так и не вскрытых магматических тел (в основном малых интрузивов и даек), что объясняет присутствие в их облике и режиме формирования черт магматогенного генезиса. На подобных объектах последовательно развивающиеся и углубляющиеся метаморфические процессы обычно приводят к первичному площадному концентрированию благородных металлов преимущественно вкрапленными сульфидами железа, мышьяка и минералами углерода: более ранними, преобразованными в представителей ряда графит - шунгит - антрацит и поздними битумоидами типа антраколита - керита. Вместе с тем, горячие гидротермы вызывают

гидролиз углеродистых компонентов (графита, шунгита) с образованием предельных углеводородов типа метана. Появление углеводородов с восстановительными свойствами содействует разрушению комплексных золотосодержащих соединений, переводу золота в металлическое состояние. Постмагматические гидротермальные процессы, обеспечивая привнос металла из остаточных расплавов периферических магматических очагов в виде комплексных соединений, которые при разрушении вызывают переход катионов металла в нейтральные микрочастицы, и ассимилируя золото из вмещающих осадочных толщ, способствуют при понижении температуры растворов локальному накоплению золота в ослабленных участках в составе преимущественно кварцевых жил и жильно-прожилковых зон, обогащенных углистым веществом. Оптимальный температурный интервал пересыщения растворов кремнеземом и, следовательно, отложения кварца совместно с золотом в обогащенных углеродом вмещающих породах для большинства месторождений, в том числе и для Наталкинского, 320-220°C.

Широкое развитие син- и пострудной дизъюнктивной тектоники, сопровождающей проявление складчатых и магматических процессов на площади рудного узла, приводило если не к повсеместной и полной разгерметизации гидротермальной системы, характерной для метаморфогенного этапа, то к периодическому ее раскрытию как с проникновением в зону действия глубинных источников вещества, так и с выходом на дневную поверхность (о чем свидетельствуют результаты изотопных исследований серы и водорода) и образованию стадийно развивающихся минеральных комплексов сложного метаморфогенно-магматогенно-метеорного происхождения.

Об участии золота в обменных процессах. То, что золото может создавать устойчивые в природных условиях металлорганические соединения и участвовать в биологическом цикле в процессах обмена веществ в растениях, макро- и микроорганизмах, известно уже давно. Исследованиями химиков показано, что широко распространенные животные и растительные белки, а также их аминокислоты, связывая золото, способствуют его переходу в подвижное состояние в биосистемах. В дальнейшем золотосодержащие растения и живые организмы участвуют в накоплении донных илов, способствуют образованию и обогащению золотом сульфидных минералов и тем самым обеспечивают появление дополнительных источников золота в виде углеродсодержащих осадочных комплексов с сульфидно-вкрапленной минерализацией.

Концентрирование золота в зонах сульфидизации связано с сильными сорбирующими свойствами не только пирита, пирротина и арсенопирита - главных минералов зон сульфидизации, но и глинистых минералов, а также углеродистых образований. Как показали исследования, выполненные В. А. Буряком [1987], средние содержания золота в глинистых пелитовых и алевропелитовых морских и континентальных осадках составляют 8 мг/т, в бессульфидных диагенетически измененных, уплотненных осадках - 5 мг/т, в породах зеленосланцевой фации изменения - 3,8 мг/т, в породах амфиболитовой и более высокотемпературных фаций - 2,2 мг/т. Уменьшение средних содержаний золота в породах по мере увеличения степени их метаморфизма наблюдается и для пород исходно другого состава - известковистых, в том числе биогенных и кремнистых. В диагенетических сульфидах, всегда присутствующих в уплотненных осадках, содержания золота на 3-4 порядка выше (5-50 г/т).

Что касается метаморфогенных сульфидов зеленосланцевой фации метаморфизма, то замечено, что по мере усиления метасоматических преобразований содержание золота в сульфидах увеличивается одновременно с уменьшением его количеств во вмещающих породах [Летников, Вилор, 1981]. Что касается Наталкинского месторождения, то отмеченная тенденция здесь отчетливо проявлена для арсенопирита и слабо выражена для пирита. В арсенопирите околорудных зон и собственно рудных тел среднее содержание золота, по данным анализа 22 мономинеральных проб, составляет 3900, а максимальное достигает 4800 г/т. Содержания золота в целом на массу тонкодисперсного пирита из осадков свит, распространенных за пределами рудных зон, невысоки. В породах омчакской свиты оно достигает 0,77, атканской - 2,2, пионерской - 1,6 г/т. В пирите же из осадочных пород рудных зон содержания золота изменяются от 0,1 до 20,0 г/т.

Интересные сведения по содержанию золота в иловых и поровых растворах привели Ф. П. Кренделев с соавторами [1977], показавшие, что в метаморфогенных растворах, образующихся в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма при температуре 400-500°C и давлении 250 МПа, содержание золота по сравнению с его концентрацией в иловых растворах ($5,9 \cdot 10^{-9}$ г/л) увеличивается почти в 5 раз ($28,8 \cdot 10^{-9}$ г/л). Растворы с близкими концентрациями золота (0,04 мкг/л) характеризуют современные

рудообразующие термальные источники Новой Зеландии [Вейсберг и др., 1982], в минеральных осадках которых содержания золота достигают десятков граммов на 1 т.

Обогащение зон сульфидизации благородными компонентами может быть результатом не только придонных биогенных процессов, но и активизации эндогенных (возможно, мантийных источников), генерирующих и обеспечивающих миграцию восстановленных газов, первоначально не содержащих паров воды. В составе этих газов при $T > 600^\circ\text{C}$ ведущая роль, вероятно, принадлежала водороду и фтору. При этом золото, по-видимому, из мантийных источников или глубинных интервалов метаморфитов высоких фаций преобразования осадочных толщ могло вначале при $T > 1400^\circ\text{C}$ поступать в виде атомарного газа. В безводной среде в зонах с температурой от 1400 до 600°C оно должно было переходить в состояние летучих соединений: вначале типа гидридов - AuH, AuH₃, а затем, также в безводной среде, - фторидов AuF₃ или AuF₅. В атмосфере сероводорода при температуре около 400°C ведущей формой существования золота является его сульфид Au₂S. В атмосфере хлора при температуре более 280°C золото существует в форме гексахлорида Au₂Cl₆, дихлорида Au₂Cl₂ и монохлорида AuCl. С понижением температуры до 255°C резко преобладающей формой существования золота в атмосфере хлора становится гексахлорид Au₂Cl₆ [Нарсеев, 1996].

При более низких температурах, когда формируется метаморфогенный водный флюид, миграция золота с проявлением обменных процессов происходит уже в жидкой среде.

Принимая во внимание приведенные данные по истории взглядов на природу золотого оруденения и особенности поведения золота в различной физико-химической обстановке в углеродистых терригенно-складчатых комплексах, а также рассмотренные в предыдущих главах результаты детального структурно-геологического и минералого-геохимического изучения Наталкинского, Омчакского и Павликовского месторождений, рискнем предложить обобщенную рудно-геохимическую модель Омчакского рудно-россыпного узла. В качестве элементов модели рассматриваются геологическое строение, минералогия и геохимия рудных тел и околорудных метасоматитов, а также другие характеристики детально рассмотренные в предыдущих главах.

Месторождения, входящие в состав Омчакского рудно-россыпного узла, приурочены к тектоническим нарушениям, ответвляющимся от Омчакского разлома. Виргация Омчакского разлома привела к образованию участков повышенной проницаемости горных пород, положение которых подчеркивается высокой концентрацией позднеюрских даек различного состава, размещением гранитоидных тел раннемелового возраста (штоки Бутуз и Ванин), а также проявлением трех локальных аномалий урана и калия. В пределах северной аномалии располагаются Наталкинское и Омчакское, на площади южной - Павликовское месторождения, а в промежуточной - рудопроявление База, перспективы которого представляются высокими.

Элементы строения Омчакского рудно-россыпного узла. Характерной особенностью изученной рудно-геохимической системы является широкое распространение зон концентрации структур с линейным и брахиморфным типами складчатости, многочисленных разломов разных простираний при ведущей роли северо-западных, гранитоидных плутонов и даек от основного до кислого состава, сгруппированных в пояса и узлы, а также поясов регионального зеленосланцевого (участками эпидот-амфиболитового) метаморфизма [Гельман, 1976; Парфенов и др., 1993].

Вмещающие золотое оруденение породы занимают весь стратиграфический интервал этой структуры от ранней перми до средней юры включительно.

Хронологические рамки формирования золото-кварцевой минерализации оцениваются по калий-аргоновым датировкам диапазоном от 135-130 до 110-100 млн лет [Фирсов, 1985].

Золото-кварцевое оруденение замкнуто в пределах двух крупных структурных элементов Яно-Колымской складчатой области - Иньяли-Дебинского синклиория и Аян-Юряхского (вместе с Нерским) антиклиория. Эта структура названа Индигиро-Колымским сфенохазмом. На месторождении Дегдекан, расположенном северо-западнее Омчакского узла, выявлены ксенолиты метаморфических пород (гранат-биотитовые плагиогнейсы), которые могут служить косвенным указанием на наличие в основании пермского разреза дорифейского кристаллического фундамента.

Золотое оруденение проявлено на фоне глубокого катагенеза и начального зеленосланцевого метаморфизма пород. В золоторудных полях метаморфизм обычно сочетает в себе одновременно признаки регионально-контактового, дислокационного и гидротермального метаморфизма.

Наиболее крупные месторождения Яно-Колымского металлогенического пояса связаны с северо-западными системами продольных глубинных разломов.

Тенькинский глубинный разлом, с которым пространственно связаны Омчакский рудный узел и его главный объект - Наталкинское месторождение, фиксируется на графиках Δg симметричными аномалиями и интерпретируется валообразным поднятием фундамента складчатой области [Ващилов, 1970]. В апикальной части этого вала мощность отложений верхоянского терригенного комплекса составляет 4 км, увеличиваясь в стороны от него до 5-6 км и более. Валообразное поднятие по простиранию разлома ундурирует - разобщается на самостоятельные валы меньших порядков.

На участках замыкания антиклинальных складок отмечаются системы веерообразных разломов, направления которых в какой-то мере совпадают с направлением виргаций складок. Подобные геометрические рисунки дизъюнктивных структур в пределах антиклиналей характеризуют овалы магмагенные купола и брахиантиклинальные складки диапировой природы.

В геологическом строении района принимают участие геосинклинальные отложения перми и триаса, образующие непрерывный разрез общей мощностью около 6-7 км. В крайне незначительном количестве распространены вулканогенные образования нижнего мела. Меловые отложения с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на отложениях перми. Толща осадочных пород прорвана рядом гранитоидных тел и даек различного состава и возраста. Пермские образования, наиболее распространенные в пределах района, подразделены на пять свит: родионовскую, пионерскую, атканскую, омчакскую и старательскую. Нижнемеловые образования, состоящие из кварцевых порфиров мощностью около 500 м, залегают вдоль юго-западного контакта диоритового штока Ванин. Площадь распространения их незначительна и составляет 0,6 км². По-видимому, это субвулканическое интрузивное тело.

Рудный район содержит относительно небольшое количество интрузивных тел гранитоидов. Большая часть гранитоидных тел, по геофизическим данным, располагается на глубине, где они образуют структурно обособленный пояс с вертикальной протяженностью до 10 км. По системам разломов от массивов, не выходящих на поверхность, ответвляются крупные апофизы, во фронтальных частях которых размещаются золоторудные узлы типа Омчакского.

Тела гранитоидов обнажены на поверхности и локализованы на флангах антиклинория. Плутоны сложены пестрой гаммой пород от габбро и пироксенитов до лейкогранитов и гранит-порфиров. В пределах рудного узла известны интрузивы: Нечинские купола, массивы Тенгкечанский, Интригано-Пересыпкинский, Мираж и небольшие гранитоидные штоки Бутуз, Вилка, Ванин, Ытырган, Шайтан, большое количество даек спессартитов, порфиритов, гранит-порфиров, интрузивных риолитов.

В соответствии с имеющимися датировками и петрохимическими данными, плутонические породы узла формировались в составе позднеюрско-раннемеловой, меловой и позднемеловой интрузивных серий, в рамках которых они сгруппированы в интрузивные ассоциации. Выделенные магматические ассоциации обладают и определенной металлогенической спецификой. С плутонами ранней диорит-гранодиоритовой ассоциации пространственно и хронологически связана золотая минерализация, а с породами меловой серии ассоциируют рудопроявления олова и молибдена.

Температура гомогенизации расплавных включений в плагиоклазе гранитоидов колеблется в пределах 1140-1100°C в Интриганском массиве и 1170-1080°C в штоке Ванин. Включения в кварце гомогенизируются в расплав при 1080-1070°C (Интриганский массив) и 1040-1020°C (шток Бутуз).

Температура гомогенизации многофазовых включений позднемагматического флюида в гранодиоритах находится в интервале 600-570°C (Интриганский массив), 570-510°C (шток Бутуз), 640-540°C (шток Ванин). Завершение постмагматической деятельности фиксируется сериями газовой-жидких включений, имеющих температуру гомогенизации 435-280 и 250-150°C. Постмагматический этап в диоритах, кварцевых диоритах начинается в условиях высоких температур (750-700°C) и высоких концентраций солевых расплавов.

Измененные породы Аян-Юряхского антиклинория и структур более низкого порядка относятся к зеленосланцевой и амфиболитовой фациям метаморфизма, отвечая андалузит-силлиманитовому типу изменений. Начало метаморфических процессов предшествует внедрению гранитных интрузивов. Минеральный состав измененных пород свидетельствует о проявлении прогрессивной и регрессивной стадий метаморфизма. Прогрессивная стадия характеризуется зеленосланцевой метаморфической фацией. Продукты регрессивной стадии зеленосланцевого метаморфизма наиболее ярко проявлены в зонах тек-

тонических нарушений и, по-видимому, имеют гидротермальную природу. Они нашли выражение в виде карбонатизации, окварцевания, сульфидизации, хлоритизации и гидрослюдизации.

Сульфидизация (обычно пиритизация, иногда с пирротинном) носит объемный характер и нередко является золотосодержащей. В околорудных метасоматитах широко развит золотоносный арсенопирит.

Практически повсеместно осадочные породы обогащены углеродистым веществом, указывающим на проявление интенсивного углеродистого метасоматоза. Углеродистому метасоматозу обычно сопутствуют окварцевание и сульфидизация.

Омчакское золоторудное месторождение является частью одноименного рудно-россыпного узла. По своему значению как промышленный объект оно находится на третьем месте после Наталкинского и Павликовского. В структурном отношении Омчакское месторождение можно рассматривать как юго-восточное продолжение Наталкинского. Минералогия Омчакского месторождения подобна Наталкинскому. В рудах Омчакского, так же как и Наталкинского месторождения, установлено высокое содержание элементов платиновой группы.

Павликовское золоторудное месторождение представляет собой второй по величине подсчитанных запасов золота объект, входящий в состав Омчакского рудно-россыпного узла. Особое значение в геологической истории развития месторождения придается телам пострудных риолитовых брекчий, встречающихся как в породах Ванинского штока, так и в осадочных образованиях на площади месторождения. О возрасте брекчий свидетельствует состав их обломков - интрузивных и осадочных пород, гидротермального кварца. Дайкоподобные брекчиевые тела с риолитовым цементом секут более ранние магматические и гидротермальные образования и поэтому рассматриваются как прямое свидетельство воздействия на структуры рудного поля процессов, приведших к формированию рудоносных вулканоплутонических комплексов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Оруденение Павликовского месторождения, как и других, локализованных в Омчакской рудной зоне, относится к малосульфидному (пирит-арсенопиритовому) типу золото-кварцевой формации.

В формировании, размещении и преобразовании золотой минерализации всех месторождений узла ведущая роль принадлежит процессам регионального дислокационного и термического метаморфизма, раннеорогенного гранитоидного магматизма (в том числе дайкового типа) и, по-видимому, вулканоплутонизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, характеризующегося последовательностью развития, индивидуальными металлогеническими особенностями, пространственной совмещенностью продуктов их проявления и унаследованностью развития рудовмещающих структур.

Элементы строения Наталкинского месторождения. Основной рудовмещающей структурой Наталкинского месторождения является Наталкинская разрывная зона. Структура месторождения представляет собой Z-образно деформированную левостороннюю кулису Тенькинского малоамплитудного сдвига. Простираение северной части структуры субмеридиональное. В пределах месторождения она начинает разворачиваться на восток и в месте сочленения с Омчакским разломом приобретает широтное направление.

подавляющая часть рудных зон Наталкинского месторождения с промышленными содержаниями локализована в гальково-гравийных алевролитах (диамикритах) атканской свиты позднепермского возраста. В метаосадочных породах содержания золота в 5-10 раз больше, чем в аналогичных породах за пределами рудоносных территорий. Таким образом, потенциально рудоконцентрирующие площади, типа Наталкинского рудного поля, отличаются более высокими содержаниями золота и в стратиграфических разновидностях слагающих их пород.

Начиная с поздней юры в отложениях Наталкинского рудного поля происходили процессы прогрессивного регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, которые реализовывались как вне видимой связи с магматизмом, так и с интенсивно проявленным региональным плутоническим (прогрессивным) метаморфизмом, который в исследованном районе контролируется зоной Тенькинского глубинного разлома. Вне видимой связи с магматизмом проявлены изменения типа хлорит-серицитовый и стильпномелановый субфации. Признаком прогрессивного метаморфизма плутонического типа зеленосланцевой фации изменения служит появление порфиробласт ильменита, зародышевых образований кордиерита и (или) андалузита, которые всегда замещены тонкочешуйчатыми хлоритом и серицитом, стяжений глинистого и углистого вещества, близких к изометричной форме.

Наталкинское месторождение расположено в зоне перехода от хлорит-серицитово-к биотитовой субфации зеленосланцевой фации изменения.

Регрессивные региональные метасоматические изменения пород на месторождении представлены процессами кальциево-железисто-магнезиального метасоматоза. Широко проявлен гидротермальный метасоматоз, сформировавший поля измененных пород различного состава. Это окварцевание, альбитизация, карбонатизация, скаполитизация и сульфидизация.

Из магматических образований в пределах Наталкинского месторождения распространены только дайки и силлы спессартитов и риолитов, размещенные параллельно рудным зонам. Намечается гомодромная последовательность формирования даек от древних к более молодым. Дайковые тела рассекают метаморфогенные жилы хлорит-карбонат-кварцевого состава и вместе с ними содержат более позднюю рудную минерализацию.

Выявленные взаимоотношения тел различного генезиса отвечают следующей схеме последовательности их формирования: зоны метаморфогенной сульфидизации → метаморфогенные жилы → дайки спессартитов → дайки риолитов → основные магматогенные гидротермальные руды → массивы и штоки гранитоидов, тела риолитовых брекчий → близповерхностные жильно-прожилковые тела халцедоновидного кварца → тела кварцевых диоритов.

По содержанию стронция спессартиты Наталкинского месторождения приближаются к континентальным толеитам, отражающим состав исходной слабо дифференцированной базитовой магмы в районах с утоненной корой и подкоровым уровнем генерации. Косвенно это подтверждается также значительными («мантийными») концентрациями никеля (152,9 г/т) и кобальта (45,9 г/т). Возможно, с этим же связана высокая платиноносность руд Наталкинского месторождения.

Геологическое строение Наталкинского рудного поля определяется развитием складчатых сооружений, нарушенных сложной системой разрывных нарушений. Жильные тела магматических пород также выступают важными элементами структуры, маркируя рудоконтролирующие разломы и блоки. Складчатой структурой первого порядка для Наталкинского рудного поля является Тенькинская антиклиналь северо-западного направления. Основная складчатая структура второго порядка - Наталкинская синклиналь. По своему типу она может быть отнесена к брахиструктуре.

Разрывная тектоника на Наталкинском месторождении в значительной мере определяет структурный план месторождения. Преобладают продольные относительно складчатой структуры и поперечные к ней разрывные нарушения. Первые имеют преимущественно северо-западное простирание, вторые - северо-восточное и широтное. Главная тектоническая структура рудного поля - Наталкинская разрывная зона, основными разломами которой являются Главный и Северо-Восточный, оперяющие Омчакский разлом. Для разломной зоны характерна структурная неоднородность, выражающаяся в том, что северо-западная ее часть формировалась в условиях относительного сжатия, а юго-восточная - относительного растяжения. В результате общий структурный рисунок рудовмещающей системы разломов оказался похожим на структуру «конского хвоста». Основной объем промышленного золотого оруденения приурочен к участкам перехода структур преимущественного растяжения к структурам преимущественного сжатия.

Суммарный эффект многоэтапных тектонических деформаций площади рудно-россыпного узла выразился в формировании крупной овальной купольной структуры, в пределах которой размещены все рудные поля месторождений Омчакского узла - Наталкинское, Омчакское и Павликовское, а на ее окраинах - относительно крупные магматические тела полнокристаллических гранитоидов (Нечинские купола, массивы Тенгкечанский, Интриганский, Мираж).

Среди разрывных нарушений на площади месторождения выделены дорудные и послерудные.

Рудные зоны Наталкинского месторождения имеют параллельное простирание и заключены в пределах минерализованной (рудовмещающей) полосы шириной от 150 м на северо-западе месторождения до 300 м в юго-восточном направлении (в центральной части рудного поля). Они расположены кулисообразно на расстоянии от 10 до 50 м друг от друга. В каждом поперечном сечении вскрывается обычно от 5 до 10 рудных зон, которые представляют собой линейно вытянутые тела изменчивой мощности, варьирующей от 2 до 20 м. Протяженность их от 120-200 до 800 м. Падение рудных зон от крутого (70-80°) на крыльях минерализованной полосы до пологого (40-60°) в их центральной части. С глубиной, при выходе рудных зон из отложений атканской свиты, рудоносность кварцево-жильных об-

разований постепенно сходит на нет. Компактное размещение рудных зон создает благоприятные предпосылки для их повторной обработки открытым способом.

Все рудные зоны похожи друг на друга, но все же имеют некоторые отличительные особенности, обусловленные степенью деформации и составом вмещающих пород. Основное тектоническое нарушение обычно выражено как зона частичного дробления и метасоматического окварцевания вмещающих пород, по которым беспорядочно развито тонкосетчатое прожилкование. Для сильно дислоцированных пород зоны тектонических швов типичной является густая сеть разноориентированных прожилков, для менее смятых - параллельные прожилки по трещинам скола.

Интенсивность окварцевания зависит также от состава вмещающих пород. Если тектоническое нарушение проходит по контакту отложений атканской и пионерской свит, то интенсивное окварцевание наблюдается только в туфогенных породах атканской свиты, являющихся более хрупкими.

Рудные зоны и рудные столбы месторождения. На площади месторождения выделены и околтурены 103 рудных тела, или рудные зоны. В восьми из них содержится более половины запасов месторождения. Кварцевые жилы являются лишь частью (хотя и наиболее богатой) минерализованных зон, интенсивно пронизанных системой субпараллельных прожилков новой генерации кварца, несущих золотое оруденение. В плане рудные зоны образуют пучок общей протяженностью около 5 км и шириной 100-200 м на северо-западе, 350-400 м в центральной части и 600 м на юго-востоке месторождения.

По структурно-морфологическим особенностям на Наталкинском месторождении выделяются четыре типа рудных зон: прожилково-метасоматический, прожилково-жильный, жильный и минерализованных зон смятия-дробления.

Рудные зоны месторождения, как правило, не имеют четких геологических границ. Обычно они устанавливаются по данным опробования. Золотоносность их зависит от количества кварцевых прожилков на 1 м в поперечном сечении. Этот признак часто используется в целях оперативного определения направления горных работ. Рудные зоны хорошо выделяются также по количеству вкрапленных сульфидов (пирита и арсенопирита), содержание которых резко увеличивается в их пределах. При этом чем выше насыщенность арсенопиритом, тем богаче золотом рудная зона.

Пострудные тектонические нарушения широко распространены, однако смещения рудных тел по ним, как правило, незначительные.

История развития минерализации рудного поля может быть раскрыта на примере анализа режима формирования зон сетчатого прожилкования со стволковыми жилами, апофизами жил, которые часто сопровождаются поясами микробрекчий или локального складкообразования (типа складок волочения). Взаимоотношения зон этого типа с другими, так же как и взаимоотношения минеральных агрегатов различного возраста, состава и строения внутри зон, устанавливаются сравнительно легко, поскольку текстуры руд (массивные, пятнистые, полосчатые, прожилковые, дробления, кавернозные) и структуры минеральных агрегатов (равномерно- и неравномернозернистые, зональные, окаймления, замещения, обломочные) позволяют судить о последовательности рудообразующих процессов на различных уровнях организации вещества.

Основной причиной широкого разнообразия текстур и структур руд является длительное и сопряженное по времени становление рудных зон месторождения и развитие гидротермальных процессов вначале метаморфогенных, затем или вместе с первыми - магматогенных.

Неоднократное изменение пространственного положения эллипсоидов напряжений в складчатой структуре рудного поля в целом, отдельных ее участков (крылья и замок синклинали), в межразломных блоках, в местах сопряжения пород с различными механическими свойствами (песчаники и аргиллиты, алевролиты и дайки) на различных этапах ее развития сопровождалось появлением ориентированных зон смятия и брекчирования, поясов метасоматического преобразования пород, систем жил и прожилков, общий рисунок размещения которых подчинен преобладающему и наиболее мощному направлению действующих в этом секторе рудного района сил, приведших к формированию в целом дуговидной золотоносной структуры.

Положение рудных зон различного структурно-морфологического типа Наталкинского месторождения, общий рисунок их размещения вполне согласуются с такой схемой их формирования. Протяженные зоны брекчирования, пояса метасоматического изменения пород, а также рудные тела жильного и прожилково-жильного типа явно контролируются как структурами длительного развития (разрывными

нарушениями глубокого заложения и синклинальной складкой), так и локальными, часто подновляющимися структурами дизъюнктивного и пликвативного планов.

Основными факторами, оказавшими заметное влияние на строение руд в разведанном объеме месторождения, явились литология вмещающих пород, их физико-механические свойства (зернистость, хрупкость, пластичность, проницаемость), приуроченность месторождения к рудоконтролирующей зоне разломов глубокого заложения, сопровождающихся рудоподводящими трещинами оперения, длительность и многоактность структурной перестройки рудовмещающего каркаса месторождения, наконец, влияние скрытых магматических очагов. С деятельностью последних связаны на раннем этапе развития рудного поля внедрение даек спессартитов, регионально-контактовый метаморфизм пород, возможно, обогащение руд различного структурно-морфологического типа элементами платиновой группы; на позднем - общая тектоническая активизация рудного узла, вызвавшая послерудное осложнение золотоносных структур, и проявление типоморфной для складчатых структур рудного района серебряной минерализации.

Отличительной особенностью в распределении золотого оруденения Наталкинского месторождения являются его выдержанность как по простиранию, так и по падению и невысокие в целом значения концентраций благородного металла. Средние содержания золота по основным рудным зонам изменяются от 3 до 10 г/т. Максимальные в отдельных пересечениях достигают 20-34 г/т.

Высокие содержания золота (до 100-300 и даже 1000 г/т) на месторождении встречаются достаточно часто. Они отмечаются в отдельных рядовых пробах или в небольших гнездообразных участках; для некоторых рудных зон характерны богатые рудные столбы.

Богатое оруденение локализуется как в туфогенных сланцах атканской свиты вблизи контакта с омчакской, так и в глинистых сланцах омчакской свиты. Однако в целом экранирующее влияние перекрывающей глинистой пачки пород несомненно. Можно отметить, что распределение золотого оруденения на Наталкинском месторождении имеет отчетливо столбовой характер. Рудные столбы являются частью золотоносных рудных зон и на общем фоне выделяются аномально высокими содержаниями полезного компонента. По облику и характеру образования рудные столбы месторождения могут быть отнесены к смешанному концентрационно-морфологическому типу.

Приуроченность месторождения к активным, длительно развивавшимся тектоно-магматическим структурам обусловила широкое морфологическое разнообразие рудных столбов, локализованных на участках искривления и приоткрывания основной трещины (раздувы жил); искривления трещин, сопровождающихся дроблением пород экзоконтакта (околожилные зоны брекчирования); сопряжения основной трещины с оперяющими (слияние рудных зон); ограничения трещиноватых пород слабопроницаемым пластом (экранирование); в блоках с многоактным дроблением и с прожилковым кварц-сульфидным минералообразованием (зоны брекчирования).

На долю металла, заключенного в рудных столбах месторождения, приходится значительная часть общих его запасов (по разным оценкам, от 10 до 30%).

Размеры индивидов и агрегатов золота колеблются от 0,00п до 2-3 мм, редко - до 10-20 мм. Золото субмикроскопической размерности содержится преимущественно в арсенопирите и пирите.

Минеральные ассоциации, зональность рудных тел и околорудных метасоматитов. Формирование Наталкинского месторождения происходило в два этапа - метаморфогенный и магматогенный. Метаморфогенному этапу отвечает кварц-силикатная стадия минералообразования с кварц-хлорит-полевошпатовой ассоциацией. Магматогенный этап разделен на два подэтапа: кварц-сульфидный и кварц-карбонатный. В первый из них отлагались кварц-пирит-арсенопиритовая, кварц-сульфидно-сульфосольная и кварц-антимонитовая ассоциации. Во второй - кварц-кальцитовая.

По минеральному составу и характеру минеральных ассоциаций рудные зоны современного эрозионного уровня и находящиеся на глубине принципиально не отличаются. Характерной чертой кварцевого выполнения жил, прожилков и зон минерализации является их кристаллически-зернистое строение.

К попутным полезным компонентам на Наталкинском месторождении можно отнести лишь арсенопирит, накапливающийся в сульфидном концентрате. В перечень попутных, если не основных полезных компонентов, могут быть включены платина и палладий, но после дополнительных химико-технологических исследований и определения форм природных концентраторов этих элементов.

Эндогенная минералого-геохимическая зональность на месторождении проявлена слабо. Обращают на себя внимание более высокая степень раскристаллизации кварцевых агрегатов нижних горизонтов по сравнению с верхними, обогащенность антимонитом верхних горизонтов рудных зон, повышенные содержания висмута в рудных телах юго-восточного фланга месторождения, устойчивость средних содержаний (2-4 г/т) и пробы (806 ед.) на северо-западном и юго-восточном флангах и находки золота с пониженной пробой до 497 ед. в центральной части месторождения.

Экзогенная зональность выражена в развитии приповерхностного вторичного минералообразования в зоне окисления, формирующейся по мере развития эрозионных процессов. На площади рудного узла зона окисления проявлена слабо и на глубину не более 30 м.

Рудные зоны месторождения четко фиксируются повышенными значениями концентраций As, W, Au. Разброс содержаний этих элементов колеблется от десятков до десятков тысяч раз. Центральные, наиболее богатые части рудных зон выделяются несколькими пиками их значений. По мере выклинивания рудной зоны проявление элементов-индикаторов оруденения становится менее значимым, а количество пиков сокращается, что хорошо проявляется на примере одной из самых богатых и крупных рудных зон 3/62. Вместе с тем, отметим, что контур богатого оруденения этой зоны имеет отчетливую тенденцию к погружению в юго-восточном направлении. Поэтому не исключено обнаружение руд с промышленными содержаниями золота на более глубоких горизонтах (500 м и ниже).

Для метасоматически измененных пород характерно сингенетичное органическое вещество, поступавшее в осадочные толщи при их формировании из морского бассейна и сохранившееся в глинистых алевролитах в виде детрита, графита и шунгита, и эпигенетичное (эндогенного происхождения по отношению к осадочным породам) в форме различных битумоидов (антраксолита, керита), привнесенное в породы и рудные зоны в ходе длительной истории преобразования вмещающих структур и деятельности гипогенных источников. К возникновению графита, шунгита и различных битуминозных фаз, характерных для стадии апокатагенеза, привели глубокие диагенетические изменения органического вещества вследствие воздействия теплового потока от сравнительно неглубоко расположенного магматического очага. С этими же причинами в значительной мере связаны концентрирование золота в зонах углеродистого метасоматоза и, как уже отмечалось, серый цвет кварца, и широкое распространение руд с полосчатыми текстурами.

Главный новообразованный сульфидный минерал рудных зон - арсенопирит. Это характерный минерал кварцевых жильно-прожилковых зон, а также сульфидизированных аргиллитов, в которых он обычно замещает метаморфогенный пирит, железосодержащие силикаты и оксиды.

Наиболее типичные виды окolorудных изменений вмещающих осадочных и интрузивных пород - окварцевание, карбонатизация, серицитизация (часто с альбитизацией и адуляризацией), хлоритизация и сульфидизация (пирит, арсенопирит).

Геохимия рудного поля. На площади узла выделяются три основные геохимические ассоциации элементов. Первая, определяющая аномальный облик геохимического поля, представлена Au, As, W. Сюда же можно отнести Sb и Bi. Эти элементы характеризуются наибольшей степенью концентрации. Вторую геохимическую ассоциацию формируют Ag, Pb, Zn, Sn. Значения местного геохимического фона этих элементов существенно выше (например, Ag) или близки к кларковым. Их ореолы практически не коррелируют с рудными зонами месторождения Наталка. Третья геохимическая ассоциация - это Cr, Co, Ni, Ba, а также Cu и Mo. Значения местного геохимического фона каждого из них (кроме кобальта) ниже кларкового. Золоторудные месторождения узла в ореолах этих элементов практически не отражаются.

Элементы второй и особенно третьей ассоциаций определяют нормальный геохимический облик Омчакского рудного узла в целом.

Стратифицированные осадочные образования в пределах узла имеют четкую вертикальную литологическую и геохимическую зональность. Последняя подчеркивается тем, что на границе атканской и омчакской свит происходит резкое изменение геохимических свойств осадочных пород.

В геохимии пионерской и атканской свит определяющими элементами являются Co, Ni, Mn при резко пониженных содержаниях Ag, Sn, Mo. Омчакская свита характеризуется повышенными значениями Ag, Pb, Zn, Sn, а также Cr, Mo, Ba, Cu. Ореолы первых четырех элементов последней свиты достаточно уверенно фиксируют положение Павликовского и юго-восточного фланга Наталкинского месторождения, где рудные зоны (в обоих случаях) локализованы в отложениях омчакской свиты.

Наталкинское и Павликовское месторождения отличаются по набору элементов, фиксирующих положение рудных полей. Это может быть связано и с уровнем эрозионного среза, и с влиянием состава осадочных пород, вмещающих оруденение. Для Наталкинского месторождения наибольшую положительную индикаторную роль имеют в основном элементы первой геохимической ассоциации - Au, As, W, Sb, а также Mn. Для месторождения Павлик элементами, определяющими положение рудного поля, являются Ag, Sn, Cr, Mo, Pb, Ba, Zn.

Наиболее тесные связи с рудными зонами обнаруживает многокомпонентный (комплексный) ореол, интенсивность которого отражается в его комплексном геохимическом показателе (КГП), построенном с учетом различной индикаторной роли отдельных ореолообразующих элементов относительно заданного эталона.

На плане Омчакского рудного узла изолинии, построенные по значениям КГП Наталкинского месторождения, четко фиксируют положение и структуру оруденения. В интенсивных положительных значениях выделяются три участка Наталкинского месторождения: северо-западный фланг, центральная часть и юго-восточный фланг. Павликовское месторождение в изолиниях КГП Наталкинского типа определяется отрицательными значениями. В изолиниях КГП Павликовского типа положение Наталкинского месторождения также фиксируется интенсивными отрицательными значениями.

Павликовское месторождение характеризуется положительными значениями своего КГП. При этом следует отметить, что его северо-западный фланг проявляется в значениях КГП от 0,8 до -3,9, т.е. в тех же, что и юго-восточный фланг Наталкинского месторождения. Следовательно, оруденение юго-восточного фланга Наталкинского месторождения по геохимическим характеристикам сопоставимо с оруденением северо-западного фланга Павликовского.

Поскольку Наталкинское и Павликовское месторождения характеризуются четко различающимися ассоциациями элементов, то это обстоятельство хорошо подчеркивается КГП каждого месторождения (противоположными по знаку по отношению к другому месторождению).

Рассчитанные для Наталкинского месторождения КГП позволяют сделать вывод о том, что, по крайней мере, в интервале от поверхности месторождения до горизонта 600 м геохимические характеристики руд практически не меняются.

Поведение КГП руд Наталкинского типа, рассчитанного для горизонтов с отметками от 300 до 1200 м через каждые 100 м, отражает особенности геохимической структуры месторождения и подчеркивает закономерности размещения золотого оруденения, выявленные другими способами (структурно-геологическим и минералогическим картированием, термобарогеохимическим, прямого опробования).

Анализ распределения Au, As и W на поперечных геохимических разрезах позволяет сделать вывод об увеличении глубины распространения оруденения в направлении с северо-запада на юго-восток. Комплексный ореол As и W, проявленный восточнее р.з. «Участковая» и хорошо фиксирующийся на поверхности, может соответствовать положению слепого рудного тела.

Геохимические разрезы № 4, 6, 8, 10 показывают, что максимальным значениям КГП Наталкинского (поверхностного) типа отвечают соответствующие значения КГП «глубинного» типа. Это обстоятельство можно рассматривать как указание на возможно значительные перспективы глубоких горизонтов месторождения в части золотой минерализации и на то, что с глубиной качество руд (содержания золота и равномерность его распределения) будет повышаться.

На продольном осевом разрезе хорошо заметно общее склонение ореолов золота, фиксирующих богатое оруденение, на юго-восток. Это направление совпадает со стратиграфической границей между омчакской и атканской свитами. Положение богатого оруденения, по данным геохимических работ, удовлетворительно вписывается в структуру Наталкинской брахисинклинали, откартированной по контуру размещения пород атканской свиты.

По комплексу геохимических признаков на месторождении выделены три типа руд, богатая околорудная ореольная зона и внешняя область бедных и фоновых ореолов. Первый тип руд занимает в структуре месторождения центральную часть, образуя его «ядро». Максимальные содержания имеют As, Au и W. Второй тип руд, по сути, является «оболочкой», распространенной по периферии «ядерной» части и, практически повсеместно, отделяющей ее от ореольных зон. Обогащение этой части месторождения Sb свидетельствует об ее активном выносе из центральной части объекта; в то же время следует отметить резкое, почти в 2 раза понижение содержаний W. Богатая околорудная ореольная зона составляет внешнюю часть

собственно рудного контура месторождения. Околорудная ореольная зона значительно обогащена Ва (по сравнению с обоими типами руд). Руды третьего типа в объеме месторождения распространены незначительно и либо встречаются вместе с рудами второго типа, либо приурочены к области проявления богатой ореольной зоны или к внешним, бедным по содержанию золота ореолам. Главной, отличительной особенностью этого типа руд является значительное, почти в 2 раза по сравнению с двумя другими, повышение содержания золота и почти такое же понижение концентрации мышьяка.

Выполненные тремя способами оценки ресурсов золота, оставшегося в недрах месторождения, дают весьма близкие результаты - от 1400 до 1800 т.

Геохимическими методами оценена платиноносность месторождения. Минералы-концентраты элементов платиновой группы пока что не установлены. Тем не менее, содержания Pt и Pd достаточно высоки и в отдельных случаях достигают соответственно 10,0 и 9,0 г/т. Необходимо дальнейшее целенаправленное минералого-геохимическое и технологическое изучение руд месторождения и прежде всего их органической составляющей с акцентом на элементы платиновой группы.

Принимая во внимание повышенные содержания в рудных зонах углеродистого вещества, а также платиноидов, предлагается пересмотреть традиционные представления о Наталкинском месторождении как представителе малосульфидной золото-кварцевой формации. По-видимому, правильной будет отнесение этого месторождения к золото-углеродистой платина-палладийсодержащей рудной формации.

Изотопия вмещающих пород и руд месторождения. Данные изотопных исследований руд Наталкинского месторождения показали, что источниками основных объемов минерального и части рудного вещества и растворов для Наталкинского месторождения послужили терригенные углеродсодержащие породы верхоянского комплекса. Гомогенность изотопного состава углерода и кислорода указывает на то, что вещество первично осадочного происхождения являлось источником главных компонентов флюидов и прежде всего углерода и кислорода кварца и карбонатов. Становление Наталкинского месторождения на раннем этапе происходило в закрытой системе из флюидов, имеющих метаморфогенное происхождение. На завершающей стадии своего развития оно формировалось в открытой системе с участием метеорных вод. Широкое проявление метеорной составляющей флюидов по результатам изотопного исследования водорода воды включений в кварце продуктивных и постпродуктивных ассоциаций свидетельствует лишь о том, что рудообразующая система на этапе рудоотложения была доступной для поверхностных вод, т.е. открытой.

Вероятной причиной рудоотложения на месторождении явилось смешение существенно углекислотных и углекислотно-водно-солевых метаморфогенных растворов с высококонцентрированными глубинными гидротермами магматогенного генезиса и со слабоминерализованными водами метеорного происхождения. Выполненные исследования позволяют считать природу Наталкинского месторождения в целом метаморфогенно-магматогенно-метеорной.

Термобарогеохимия месторождения. По данным термобарогеохимии, формирование раннего метаморфогенного кварца на площади Наталкинского и других месторождений Омчакского рудно-россыпного узла осуществлялось из существенно углекислотных, углекислотно-водных и иногда высококонцентрированных водно-солевых гидротермальных растворов в высокотемпературных условиях в интервале от 410 до 170°C при давлениях от 110 до 75 МПа. Рудному комплексу магматогенно-гидротермального этапа свойственны более низкие температуры - от 390 до 110°C и давления 110-44 МПа. Температура кристаллизации метаморфогенного пирита с изоморфным золотом-1 составляет 220-170°C, золота-2 кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциации - 260-220°C, золота-3 кварц-сульфидно-сульфосольной ассоциации - 220-180°C. Состав растворов для всех стадий отложения руд гидрокарбонатно-хлоридный. Среди катионов на этапе метаморфогенного минералообразования преобладает натрий, на этапе магматогенно-гидротермального вместе с натрием заметную роль приобретает и калий. В отдельные периоды возрастает роль кальция и сульфат-иона. По концентрациям растворы могут быть отнесены к слабосолевым.

По сингенетичным с жидкой CO_2 и углекислотно-водным включениям в кварце-2 кварц-пирит-арсенопиритовой и кварце-3 кварц-сульфидно-сульфосольной ассоциаций рассчитан вертикальный температурный градиент, равный 8-10°C. Невысокий температурный градиент является благоприятным признаком возможного распространения оруденения на глубины ниже горизонта 500 м.

Условия россыпеобразования. Ведущую роль в формировании россыпей играл этап, связанный с режимами умеренных конденсационных поднятий (поздний мел - ранний плиоцен), способствовавших образованию на междуречных пространствах иллювиально-остаточных, а в днищах долин аллювиально-остаточных россыпей. Россыпные концентрации формировались в условиях теплого влажного климата и унаследованного развития гидросети в ходе активного химического выветривания коренных источников, развивавшегося синхронно с эрозионными и денудационными процессами. Понижение уровня эрозии определяло в условиях свободной циркуляции грунтовых вод по направлению погружения рудных тел прогрессивное развитие зоны окисления, высокую степень гипергенной переработки руд и высвобождения всех форм и типов золота. Перераспределение высвобождающегося золота в нижние горизонты формирующейся зоны окисления, вынос значительной части продуктов выветривания золотомещающих пород в виде растворов и суспензий, постоянное понижение уровня эрозии являлись главными элементами литогенетического механизма образования россыпных концентраций.

Анализ типоморфных свойств самородного золота рудных месторождений золото-кварцевой формации со сложным составом руд (сульфидно-вкрапленные тела, минерализованные дайки, жильные зоны) показал, что процесс высвобождения золота из них сопровождался переводом части его в раствор и, следовательно, механизм локализации золота в иллювиально- и аллювиально-остаточных россыпях носил хемогенно-механический характер.

Вопросы генезиса золотого оруденения. *Метаморфогенный этап формирования рудного узла.* Метаморфогенная золотая минерализация Омчакского рудно-россыпного узла совмещена с протяженными и большеобъемными зонами кварцеобразования, сульфидизации и углеродистого обогащения. Изначально она формировалась как хемогенно-осадочная, осадочно-метаморфогенная или же гидротермально-осадочная. Однако заведомо сингенетичным осадконакоплением и первичному сульфидообразованию промышленных концентраций золота в этих зонах пока не выявлено. Тем не менее, вполне вероятно, что для ряда крупных и средних по запасам золоторудных месторождений Яно-Колымского, Аллах-Юньского и других поясов, таких как Наталкинское, и его сателлитов - Омчакского и Павликовского, других объектов - Ветренского, Нежданинского, Бадран, золотоносных площадей (Хакчанского, Чай-Юрьинского и др.) одним из источников золота служили зоны региональной сульфидизации и углеродистого метасоматоза в терригенных, так называемых черносланцевых толщах. В зонах регионального метаморфизма формировались и многочисленные жилы и линзовидные тела метаморфогенного кварца.

Метаморфогенное кварцеобразование в большинстве своем, вероятно, было связано с деформациями горных пород. В условиях продольной складчатости со скольжением, сопровождавшейся развитием разрывных нарушений в замках и(или) на крыльях складок, происходило образование метаморфогенных соскладчатых или секущих кварцево-жильных тел, широкое распространение которых в межпластовых отслоениях и трещинах отрыва типично для черносланцевых толщ (модель образования кварцевых жил альпийского типа).

Одновременно происходили перекристаллизация минеральных сообществ, слагающих горные породы, высвобождение избыточного для условий нового минерального равновесия кремнезема и отделение механически и структурно связанной воды. В ходе преобразования осадочных накоплений в условиях закритических для воды температур метаморфогенные воды насыщались различными ассоциированными соединениями типа хлоридов и карбонатов натрия, калия, магния, кальция, двуокиси кремния, углекислоты. В плотных слаботрещинчатых породах это приводило к интенсивному метасоматозу пород (окварцеванию, карбонатизации, графитизации) и возникновению локальных скоплений метасоматических минералов в виде полос, пятен и систем жил и прожилков, возникающих в соответствии с развивающимися напряжениями в терригенных толщах в период складкообразования.

Многочисленные сведения о литогеохимии и минералогии регионально-метаморфизованных осадков Наталкинского рудного поля и Омчакского узла в целом, обогащенных органическим веществом и сульфидами и содержащих специфические кварцевые и кварц-карбонатные жилы и линзы, свидетельствуют об очаговом, периодически закрытом (метаморфогенном) режиме формирования зон сульфидизации и углеродистого обогащения этой территории. При этом, однако, вопрос о сингенетичности осадко- и сульфидообразования в морском бассейне остается открытым, тем более, что есть данные [Долгов, Шугурова, 1996], свидетельствующие о одновременности этих процессов.

В частности, этими исследователями было показано, что в придонной части океанического бассейна и на интервале, по крайней мере, первых метров колонны осадков в составе газовой смеси, растворенной в придонных водах и закупоренной в минеральных новообразованиях в виде включений, присутствуют в основном углекислота, азот (с небольшим количеством редких газов) и кислород, т.е. обстановка в системе была явно не восстановительной и не могла способствовать кристаллизации сульфидов одновременно с накоплением илов и эвпелагических глин. В связи с этим известная схема появления пирита в аккумулятивных породах в ходе осадкообразования, включающая бактериальное восстановление сульфатов до сероводорода и серы с образованием H_2S_2 по реакции $H_2S + S = H_2S_2$, взаимодействие последнего с железом морской воды и ее осадочных продуктов, появление и выпадение железо-сульфидного геля, его дальнейшее старение и раскristализацию в пирит [Годовиков, 1975], для придонных условий маловероятна, если поблизости нет источника глубинных флюидов, создающих восстановительную обстановку и вызывающих сульфидообразование. Следовательно, осадконакопление в морских бассейнах и кристаллизация вкрапленных сульфидов в большинстве своем, вероятно, являются процессами последовательными, а не одновременными.

Многостадийный этап региональных метаморфических преобразований осадочных пород, начавшийся в морских условиях, завершился, по-видимому, уже в континентальной обстановке. При этом вкрапленное сульфидообразование в осадочных толщах могло иметь место на всех этапах развития осадочных толщ. Процесс мог протекать и в погребенных толщах под дном морского бассейна без доступа кислорода, где господствовала восстановительная обстановка, или непосредственно на поверхности дна в районе действующих вулканических аппаратов, извергавших вместе с другими газами сероводород, соединения железа, мышьяка, меди и других компонентов, или уже в континентальных условиях в ходе динамотермального метаморфизма, сопровождавшегося складчатостью, разрывной тектоникой и появлением комплекса новообразованных минералов (в том числе сульфидов железа), характерных для той или иной фации метаморфизма. Сульфиды первой и третьей из перечисленных схем могут иметь метаморфогенную природу, возникшие же по второй схеме - явно магматогенно-гидротермального или осадочно-гидротермального происхождения, отвечающего модели колчеданного рудоотложения.

Механизм формирования зон концентрированной сульфидно-вкрапленной и кварцево-жильной минерализации, а впоследствии и месторождений в осадочных толщах - процесс весьма сложный и длительный. Дизъюнктивные и пликвативные дислокации осадочных комплексов, падение давления в замках складок при образовании межпластовых полостей отслоения, хрупкие разрушения при растяжении одних слоев и сжатии других обеспечивают появление ослабленных зон и миграцию в них растворов из участков с более высоким давлением, на пути которой происходит экстракция рудных компонентов, в том числе и золота из пород, уже обогащенных этими элементами на стадии диагенетических и катагенетических превращений осадков, и первичных сульфидов, возникающих в ходе этих превращений.

Преобразование и перераспределение золота в осадочных толщах происходят неоднократно, и наиболее значительные по масштабам проявления, по-видимому, отвечают различным этапам тектономагматической активизации региональных структур, сопровождающихся метаморфизмом вмещающих пород. Наиболее распространенной фацией регионального метаморфизма осадочных толщ в складчатых структурах, содержащих золотоносные зоны сульфидизации, являются так называемые зеленые сланцы. Они состоят из кварца, хлорита, биотита, мусковита, альбита, эпидота и тремолита. По данным многих исследователей (В. С. Соболев, В. И. Смирнов, П. Эскола и др.), зеленосланцевый метаморфизм пород происходил в интервале температур 300-500°C при давлениях до 300 МПа. Близкие условия характерны и для режима формирования большинства золоторудных месторождений, локализованных в складчатых комплексах.

Формирование большей части метаморфогенных кварцевых жил (иногда содержащих небольшие количества пирита с золотом) в пределах Наталкинского рудного поля осуществлялось при меньших, чем процессы зеленосланцевого метаморфизма, но сопоставимых температурах - 410-170°C. Для золота, изоморфно входящего во вкрапленный пирит вмещающих пород и в кварцевую матрицу метаморфогенных жил, температура отложения, как уже было показано, составляет интервал 220-170°C, т.е. процессы метаморфогенного минералообразования завершаются кристаллизацией пирита с изоморфным золотом.

Метаморфогенные кварцево-жильные тела формируются за счет метаморфогенных растворов, насыщенных кремнеземом и углекислотой, и являются более поздними образованиями, чем метаморфогенные сульфиды и основная масса минералов углерода. Золотоносность метаморфогенных кварцевых тел, так же как и сульфидов, носит в основном сорбционный характер. Для минералов углерода связь с золотом, помимо сорбционного, может иметь структурный, изоморфный, кристаллохимический характер.

Первичное появление золота в осадках, обогащенных органическим веществом, и во вкрапленных сульфидах, вероятно, можно объяснить, во-первых, способностью золота накапливаться в растительных тканях и различных организмах, остатки которых после отмирания участвуют в осадкообразовании; во-вторых, сорбционными свойствами сульфидов железа и мышьяка и, в-третьих, поступлением его в бассейн осадкообразования из эндогенных источников. Нельзя также исключать возможность активного участия в переносе и накоплении золота различных форм кремнезема, например, путем образования интерметаллида SiAu_4 , несмотря на низкую растворимость золота в кремнии [Нарсеев, 1996].

Последующее формирование зон сульфидизации в обогащенных железом и органическим углеродом осадочных толщах происходило в эндогенных условиях в обстановке статической и динамической нагрузки горных пород, повышения температуры и обособления главнейших минерализаторов - воды (поровой и гидратной), сероводорода и углекислоты. Это привело к перераспределению минеральных компонентов в осадочных толщах, первично содержащих органическое вещество в виде растительных остатков и отмерших организмов, и к формированию золотоносных сульфидных вкрапленных, кварцевых жильно-прожилковых с сульфидами и золотом и массивных кварцево-жильных слабозолотоносных метаморфогенных тел. Формирование зон первичного углеродистого и сульфидно-вкрапленного обогащения могло осуществляться и из негидротермальных газо-флюидных систем, в которых основными переносчиками рудных компонентов являлись углекислота, сероводород, водород и, возможно, предельные и непредельные углеводороды.

Ранее нами совместно с Вл. К. Козловым были экспериментально изучены особенности комплексообразования золота в водных хлоридных и серосодержащих растворах в различной физико-химической обстановке [Гончаров, 1983]. Полученные результаты могут быть использованы в геохимических целях.

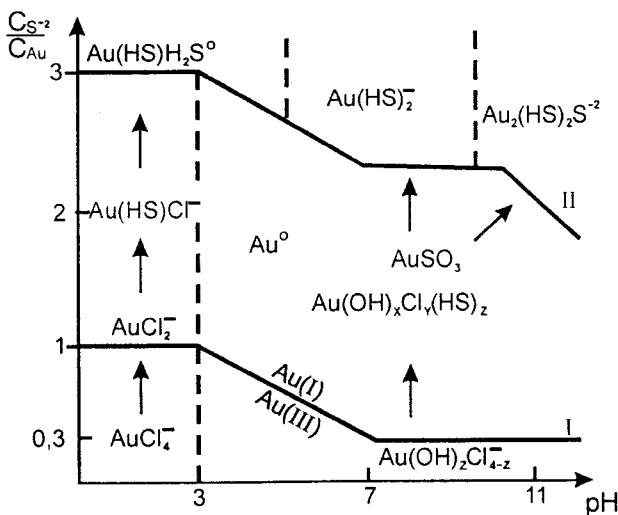


Рис. 9.1. Соотношение комплексов золота в водных растворах при изменении концентраций основных комплексообразующих компонентов и pH среды

Основные процессы окисления-восстановления и комплексообразования для золота в системе Au(III) - Au(I) - Cl^- - OH^- - S(II) - H_2O сведены в диаграмму (рис. 9.1), иллюстрирующую зависимость отношения концентраций исходных компонентов от кислотности-щелочности растворов. При составлении этой диаграммы учтены закономерности поведения золота в Cl^- - OH^- - H_2O -системе. Важным следствием из данной диаграммы является тот факт, что наличие сульфидной серы даже в очень малых концентрациях в подобных системах сильно сказывается на поведении Au(I): с повышением pH растворов поля распространения серосодержащих комплексов на диаграмме резко увеличиваются.

Металлическое золото в системе возникает за счет диспропорционирования комплексов Au(I): сульфидных в кислой и нейтральной средах и гидроксидных в щелочной. В щелочных растворах зо-

лото образует устойчивый коллоид Au_2S , растворимость которого увеличивается пропорционально концентрации сульфидной серы, но который, вместе с тем, разрушается уже при температуре 60°C . Следовательно, если эти данные отнести к условиям осадкообразования в морском бассейне, то перенос золота в форме коллоида Au_2S в придонных условиях теоретически возможен лишь в ограниченном объеме среды вблизи эндогенного источника серы (например, жерла подводного вулкана), обеспечивающего

щелочную реакцию в минералообразующей системе и температуру не более 60°C. Для переноса золота в больших объемах такие условия маловероятны.

Повышение температуры облегчает процесс восстановления золота, но при этом ускоряет и обратный процесс растворения. При $T=150^{\circ}\text{C}$ суммарная концентрация металла за счет всех возможных форм его присутствия в растворе не превышает $n \cdot 10^{-6}$ г-ион/л. Восстановление золота, возможно, протекает при участии воды как химически активного компонента растворов. При этом происходит подкисление растворов и повышается Eh системы, что, вероятно, связано с выделением кислорода. Появление свободного кислорода в растворах подтверждается и результатами изучения газового состава включений в минералах.

При концентрации сульфидной серы в исходных растворах более 10^{-2} моль/л повышение температуры до 150°C мало влияет на состав и соотношение компонентов. Для разрушения комплексов с выделением металлического золота требуется сменить обстановку в системе на восстановительную, а реакцию растворов на щелочную.

Таким образом, результаты проведенных экспериментальных исследований водных золотосодержащих сред, приближенных по физико-химическим характеристикам к природным гидротермальным системам, позволяют более обоснованно судить о механизме развития рудообразующих процессов в эндогенных условиях.

Данные выполненных исследований, а также анализ опубликованных материалов показывают, что интенсивность и формы переноса золота в природных гидротермальных системах определяются не только температурой, pH и Eh среды, концентрацией основного металла и электролитаобразующих компонентов в растворах, но и геохимическими особенностями миграционного пространства.

Проникновение золотосодержащих растворов в зоны локального обогащения сульфидами приводит в действие электрохимические, сорбционные процессы, интенсивность которых, а также субмикроскопическая размерность восстановленных частиц металлического золота, как показывают экспериментальные исследования, могут обеспечить не только поверхностное осаждение благородного элемента, но и его участие, например, в форме метастабильных сульфоарсенидных комплексов золота в формировании кристаллической структуры матрицы.

Разложение таких промежуточных фаз, по мнению некоторых исследователей [Миронов и др., 1987, 1989], и должно являться главной причиной обогащения пирита тонкодисперсным золотом, поскольку в условиях кристаллизации, близких к равновесным, золото в структуру пирита в качестве изоморфной примеси в заметных количествах не входит. Возможность же изоморфного вхождения золота в арсенопирит доказана экспериментальными исследованиями [Cabri et al., 1989; Wu, Delbove, 1989]. То есть золотоносность пирита может носить в основном сорбционную, а арсенопирита, кроме того, и изоморфную природу.

Приведенные данные, на наш взгляд, могут быть приняты во внимание при анализе причин различного уровня золотоносности главных рудных минералов зон сульфидизации Наталкинского месторождения, где сульфиды метаморфогенного происхождения во вмещающих породах представлены в основном пиритом, а в рудных зонах и околорудных метасоматитах пиритом и арсенопиритом. Выше уже отмечалось, что содержания золота в целом на массу тонкодисперсного пирита, полученного из рудных зон, не превышают 20 г/т, а арсенопирита - 4800 г/т. Таким образом, золотоносность зон сульфидизации на Наталкинском месторождении связана преимущественно с арсенопиритом, в структуру которого золото входит как изоморфно, так и путем сорбирования на поверхностях граней и вторичных трещин.

Вообще следует указать, что возникшие в процессе преобразования осадочных толщ пирит и арсенопирит на стадии кристаллизации могли быть и не золотоносны. Появление в них золота может быть связано с их высокой способностью извлекать этот металл из растворов любого генезиса по механизму сорбции. Поэтому формирование зон сульфидизации в черносланцевых толщах и обогащение сульфидов золотом может происходить как одновременно - тогда золото будет связано преимущественно с арсенопиритом, в структуру которого оно входит главным образом изоморфно, так и последовательно, но в таком случае пирит и арсенопирит как концентраторы золота должны проявлять свои сорбирующие свойства уже после завершения кристаллизации, находясь в контакте с золотосодержащими растворами.

Для объяснения аномально высоких содержаний золота в гидротермальном арсенопирите следует рассмотреть способность образовывать твердые растворы золота с сульфидами (зависимость концентраций золота в сульфидах от степени металличности химической связи благородного элемента и сульфидного минерала), роль которой как фактора концентрирования золота в структурной или субмикроскопической форме рассмотрена экспериментально [Миронов и др., 1987, 1989; Таусон и др., 1996]. Исследователями сделан вывод о возможности значительного накопления тонкого золота (ранее об этом уже было сказано) в составе различных, но пока не установленных сульфидных минералов промежуточных фаз, содержащих некоторые элементы-спутники золота, например, мышьяк. Этот элемент вообще рассматривается как «проводник» золота в раствор в составе каких-то сложных золото-мышьяк-сульфидных комплексов. В дальнейшем, по-видимому, на геохимических барьерах (температурных, кислотно-щелочных или окислительно-восстановительных) арсенидные комплексы разрушаются и кристаллизуются неустойчивые фазы золото-мышьяксодержащего пирита или богатого золотом арсенопирита. Затем, при разложении этих фаз с образованием относительно стабильных пирита и арсенопирита, освобожденное золото связывается сульфидами по механизму сорбции.

Из приведенного следует, что для рудных зон с невысокими концентрациями золота в пирите содержания мышьяка в гидротермальном флюиде периода кристаллизации пирита были недостаточны для связывания золота в форму золото-мышьяк-сульфидных фаз, что не способствовало накоплению золота в участках с пиритовой минерализацией. Это же обстоятельство совместно с данными о составе элементов-примесей в пирите Наталкинского месторождения делает вполне обоснованным предположение о одновременности (разноэтапности) кристаллизации слабозолотоносного пирита и высокозолотоносного арсенопирита. В противном случае пирит, так же как и арсенопирит, был бы золотоносен, поскольку в сульфидообразующей системе во время отложения пирита имелись бы предпосылки для возникновения уже упоминавшихся неустойчивых мышьяковистых золотосодержащих фаз, при разложении которых выделения золота субмикроскопической размерности концентрировались бы внутрикристаллическими структурными межблочными границами в пирите.

Золото и органическое вещество в условиях регионального метаморфизма. Заслуживают внимания особенности поведения органических веществ при региональном метаморфизме осадочных толщ и их взаимоотношения с золотом, а также с другими широко распространенными и постоянно сопутствующими золоту элементами земной коры (железом, мышьяком). Поликонденсация и распад углеводов при температуре выше 200°C, по-видимому, являлись основной причиной образования углеродистых минералов (графита, шунгита), а взаимодействие сероводорода с реакционноспособными соединениями железа при температуре ниже 350°C в восстановительной обстановке приводило к кристаллизации пирита и (или) арсенопирита, если осадочные толщи изначально содержали или были впоследствии обогащены мышьяком в ходе литификации осадков. В таком случае образование углеродистых минералов при температуре от 350 до 200°C должно сопровождаться процессом сульфидизации стратифицированных толщ.

Концентрирование золота в минеральных системах, обогащенных органическим веществом, может осуществляться различными путями. Например, слабоупорядоченная структура шунгита обеспечивает присутствие у углерода ненасыщенных связей, которые компенсируются при поглощении шунгитом из растворов золота и других металлов. Графит же, в свою очередь, способен работать как восстановитель и осаждать золото на углеродистой или кварцевой матрице.

Следует отметить, что поскольку черносланцевые толщи - это в основном морские первично осадочные метаморфизованные породы, то и содержат они аквагенное [Конторович, 1976], исходно сапропелевое, в отличие от континентальных образований, органическое вещество. В породах, претерпевших метаморфизм, оставшееся количество первичной биогенной органики обычно менее 1,0% всего объема осадков [Злобин, 1991]. На площадях развития золоторудной минерализации на долю органического вещества уже приходится до 2,5-5,0% (месторождения Наталкинское, Павликовское). По-видимому, увеличение количества органики может быть связано не только с перераспределением биогенного углерода вмещающих пород, но и с привнесением углерода из глубинных, возможно, подкорковых источников.

На площадях распространения золотоносных осадочных комплексов зоны метаморфогенной и первичной гидротермально-осадочной сульфидно-вкрапленной минерализации служат дополнитель-

ным к магматогенному глубинному, а по мнению ряда исследователей, и основным источником полезных компонентов, в частности, золота при формировании его локальных концентраций.

Магматогенный этап формирования рудного узла. Переход к магматогенному этапу хотя и наступает после геологически длительного перерыва, тем не менее, должен рассматриваться как структурное и минералого-геохимическое продолжение этапа метаморфогенного формирования структур рудного узла, и поэтому в целом природа такого полихронного, дискретно развивавшегося и полигенного месторождения может интерпретироваться как метаморфогенно-магматогенная, а с учетом того обстоятельства, что наиболее распространенные жильные минералы месторождения (кварц, кальцит) кристаллизовались при широком участии компонентов метеорного происхождения, как метаморфогенно-магматогенно-метеорная.

Практически все золоторудные месторождения, локализованные в структурах Верхояно-Чукотских мезозоид и не имеющие четко выраженных связей с интрузивным магматизмом, пространственно совмещены с полями развития как межпластовых, так и секущих жил и линз кварца метаморфогенного происхождения. Такие поля, являясь тектонически ослабленными и, следовательно, хорошо проницаемыми для магм и глубинных растворов структурами, по завершению тектоно-магматических этапов активизации территорий определили положение площадей более позднего (постмагматического) эндогенного гидротермального рудоотложения.

В подобных зонах со сложным геологическим развитием, в том числе и на площади Омчакского рудного узла, метаморфогенно-магматогенная гидротермальная природа основного золотоотложения на месторождениях объясняется не только пространственной совмещенностью раннего метаморфогенного и более позднего постмагматического гидротермального минералообразования, но и генетической зависимостью позднего золотого оруденения от раннего. Последняя проявляется в одновременности развития гидротермальных ассимиляционно-миграционных и эндогенно-миграционных процессов. Совмещенность минеральных комплексов связана с широким развитием в зонах складчатости и термального метаморфизма терригенных углеродистых толщ разнообразных тектонических нарушений типа глубинных рифтогенных разломов, локальных трещин отрыва и сколовых нарушений, которые служили не только каналами поступления магматических расплавов, но и путями миграции метаморфогенных коровых, трансмагматических ювенильных или постмагматических гидротермальных растворов - продуктов остаточных расплавов периферических магматических очагов, расположенных под площадями метаморфогенного сульфидо- и кварцеобразования и обеспечивавших миграцию из эндогенных и ассимилированных из боковых пород минеральных компонентов, которые в структурно благоприятных обстановках на геохимических барьерах приводили к формированию рудных тел.

Формирование периферических магматических очагов вызывает перераспределение концентраций золота метаморфогенной природы как в объеме пород, подвергшихся анатексису, так и в ореоле контактового метаморфизма вмещающих пород.

Температурные условия отложения ранних минеральных ассоциаций магматогенно-гидротермального этапа на всех изученных месторождениях (и не только Омчакского рудного узла) всегда близки температурному режиму предшествующего этапа зеленосланцевого метаморфизма. Возможно, близкие температурные условия образования метаморфитов фации зеленых сланцев и постмагматического гидротермального минералообразования, и в том числе золотоотложения, могут быть приняты во внимание при объяснении причин повышенной золотоносности зон сульфидизации в таких метаморфитах, хотя по возрасту проявления эти процессы (региональный метаморфизм, сульфидизация, постмагматическое гидротермальное золотоотложение) отвечают различным этапам развития рудоносных структур. Вероятно, процессы зеленосланцевого метаморфизма и метаморфогенного кварцеобразования, длительно сохраняя стабильную температурную обстановку, обеспечивают оптимальные термостатированные условия для масштабного связывания золота сульфидами и органическим веществом в крупных блоках осадочных толщ, которое впоследствии извлекается и мигрирует при развитии постмагматических гидротермальных процессов.

Преобразование золота, поступающего из эндогенных источников, могло происходить по схеме: атомарный газ - гидриды, хлориды, сульфиды в безводной среде и в соответствующей атмосфере - простые и полимерные хлоридные, сернистые, мышьяковые комплексы, гидроксо-комплексы, свободное золото в водной среде.

Органическое вещество в осадочных породах по мере возрастания степени их изменения перераспределяется, и его количество обычно увеличивается в пределах ослабленных зон, но не настолько, чтобы увеличение доли органики в околорудных участках можно было считать следствием соответствующего уменьшения ее массы в других участках. Вероятно, общее увеличение доли органического вещества связано не только с перераспределением, но с поступлением части углерода из эндогенных источников.

Это наблюдение касается и золота. Каждый новый этап тектоно-магматического оживления района, вызывая омоложение (реювенацию или даже регенерацию) какого-либо принципиально золотоносного блока земной коры, сопровождается не только перераспределением золота в породах зон метаморфизма, ассимиляцией его из вмещающих пород, но и привнесом его из магматических очагов в ходе дифференциации расплавов и формирования флюидных и гидротермальных потоков.

Типы магматических очагов и особенности их развития в Омчакском рудном узле ранее уже были рассмотрены. Было также показано, что все зоны сульфидно-вкрапленной минерализации и метаморфогенные кварцевые жилы сопровождают линейные ослабленные структуры глубокого заложения, к которым приурочены и гранитоидные массивы, в ореолах которых сформированы промышленные месторождения золота, генетическая связь которых с интрузивами проблематична или носит, в крайнем случае, парагенетический характер.

Минеральные ассоциации магматогенно-гидротермального происхождения отличаются от более ранних метаморфогенных особенностями взаимоотношений минеральных индивидов, отсутствием следов коррозии, динамических воздействий, иногда присутствием нетипичных для метаморфогенного этапа элементов-примесей в новообразованных жильно-прожилковых минералах (например, цинка и сурьмы в сульфидах железа). В то же время в метаморфогенном пирите из околорудных зон, помимо раннего изоморфно входящего, часто присутствует золото, выполняющее тонкие трещинки в сульфидах. Возможно, это уже результат постмагматического гидротермального минералообразования.

Все активизационные события, сопровождавшиеся внедрением интрузивных тел и развитием постмагматических гидротермальных процессов, приводили к частичному или полному разрушению золотосодержащих вкрапленных сульфидов раннего метаморфогенного этапа минералообразования, переводу золота в растворенное химически связанное состояние и к миграции его вместе с золотом, поступающим из глубинных (возможно, магматических) источников с последующим отложением и концентрированием металла на геохимических барьерах в благоприятной структурной обстановке. В контактовых ореолах магматических тел при этом осадочные породы с вкрапленной сульфидной минерализацией были преобразованы в кварциты, гнейсы и сланцы, нередко вмещающие жильные тела с золото-редкометалльной минерализацией.

Соскладчатые жилы и линзы метаморфогенного происхождения, сложенные молочно-белым массивным, практически безрудным кварцем с примесью карбонатов (в основном кальцита), на этапах тектоно-магматической перестройки районов нередко также являлись благоприятными структурами для золотоотложения, но уже при участии магматогенных гидротерм.

Формирование гранитоидных массивов на площадях проявления золотоносных зон с сульфидно-вкрапленной минерализацией может служить указанием на присутствие в пределах минерализованных зон жильно-прожилковых и жильных рудоносных концентраций постмагматического происхождения (возможно, редкометалльного профиля).

При сопоставлении данных по возрасту вмещающих пород (примерно 255 млн лет) с возрастом гранитоидных массивов, с которыми можно предположительно связывать поздний этап формирования золотого оруденения (приблизительно 140 млн лет), напрашивается вывод о достаточно длительном возрастном интервале формирования рудного вещества месторождений Омчакского узла, который примерно составляет 115 млн лет от процессов хемогенного осадкообразования и метаморфогенного концентрирования минеральных компонентов до магматогенно-гидротермального формирования жильно-прожилковых зон.

Завершая описание модели Омчакского рудно-россыпного узла и Наталкинского рудного поля, последовательность формирования этих объектов можно представить в следующем виде:

1. Накопление осадочных толщ в прибрежно-морских условиях; диагенез осадков, восстановление сульфатной серы в сульфидную; образование «первичного» пирита.

2. Складкообразование и региональный метаморфизм осадочных пород. Собирабельная перекристаллизация пирита с формированием кристаллов и их агрегатов, иногда приуроченных к карбонатным конкрециям. Частичное окисление органических соединений углерода.

3. Многоэтапный прогрессивный метаморфизм. Образование метаморфического биотита и пирротинизация пирита. Дегидратация и декарбонатизация пород. Формирование метаморфогенных кварцевых и кварц-полевошпат-хлоритовых жил. Возможная перегруппировка рассеянного рудного вещества и мобилизация главных рудных компонентов, в том числе золота.

4. Активизация глубинного мафического магматического очага. Внедрение даек спессартитов. Возможное поступление и пропитка осадочных толщ флюидами, содержащими платиноиды.

5. Разгерметизация системы за счет общего подъема территории и формирования интрузивно-купольной структуры, повышение температуры в системе в результате активизации магматической деятельности.

6. Формирование магматогенно-гидротермальной системы и стадийное рудоотложение в обстановке снижения температуры и давления. Сброс рудной нагрузки растворов в условиях периодического вскипания флюидов. Формирование рудных столбов различного структурно-морфологического типа.

7. Пострудная тектоническая активизация рудного поля. Дробление рудных тел.

8. Развитие эрозионных процессов. Формирование россыпей.

Как видно из всего изложенного, золото, являясь устойчивым самородным элементом, в то же время химически активно и широко участвует в геологическом кругообороте вещества по схеме: коренное проявление - россыпь - морской бассейн - хемогенное осадконакопление - метаморфогенное концентрирование - магматогенное концентрирование - гидротермальный перенос и рудоотложение с образованием коренных проявлений, но с иным, чем первоначальный, уровнем организации вещества. Об этом свидетельствует тот факт, что по мере омоложения золоторудных месторождений их минералогический состав усложняется, а формы проявления золота становятся более разнообразными и многочисленными. В этом реализуется спиралевидный характер оборота золота в природных процессах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Углубленное изучение структурно-геологических и минералого-геохимических особенностей месторождений золота, размещенных в дислоцированных терригенных комплексах, позволяет выделить среди них специфическую метаморфогенно-магматогенно-метеорную группу месторождений. В истории формирования этих месторождений метаморфогенный и магматогенный этапы выступают как самостоятельные и в то же время как последовательно развивающиеся. Метеорный этап выражен в раскритии системы и участии в минералообразовании кислорода и водорода поверхностных вод.

В металлогеническом отношении метаморфогенный этап охватывает стадии первичного хемогенного осадкообразования, рассеянно-вкрапленного концентрирования полезных компонентов и углистого вещества, а также дислокационного зеленосланцевого метаморфизма осадочных толщ с переотложением минеральных веществ и формированием локально развитых сульфидно-вкрапленных комплексов и безрудных межпластовых или секущих кварцево-жильных тел, протекавших в закрытых условиях.

Площади развития золотоносной сульфидно-вкрапленной минерализации обычно совмещены с участками метаморфизованных пород, обогащенных органическим веществом. Сульфиды в основном представлены золотоносным пиритом и пирротинном, иногда галенитом и сфалеритом. Сульфидизированные метаморфиты как золоторудное сырье промышленного интереса не представляют. Они заслуживают внимания, поскольку могут рассматриваться в качестве одного из источников металла (промежуточного) для уже известных или же еще не найденных золоторудных месторождений. Кроме того, обнаружение принципиально золотоносных зон сульфидизации может служить указанием на возможность выявления в районе более поздних жильно-прожилковых и жильных золоторудных месторождений.

Магматогенный этап с постмагматическим гидротермальным рудообразованием проявляет себя после нескольких фаз тектоно-магматической активизации рудного района. По-видимому, с первой фазой мафического магматизма связано появление платины и палладия, формы концентрирования которых пока не установлены. С последующими фазами магматизма связано формирование многостадийного золотого оруденения, локализованного в многочисленных, различающихся по протяженности и мощности зонах прожилково-вкрапленного, жильно-прожилкового и жильного типов на площадях дислокационного и контактового метаморфизма как среды, благоприятной для постмагматического рудообразования.

В закрытых системах метаморфогенной природы перенос золота и платиноидов происходит, вероятно, в газовой фазе в виде гидридов, фторидов, фосфидов, галогенидов. Генераторы этих процессов, по-видимому, мантийные плюмы.

Локальные золотоносные зоны с метаморфогенной сульфидно-вкрапленной минерализацией и глубинные магматогенные источники вещества являются соперничающими элементами механизма формирования эндогенных месторождений золота метаморфогенно-магматогенного генезиса, что видно из рассмотренных в предлагаемой работе данных об особенностях флюидного режима развития площадей с совмещенными метаморфогенным сульфидно-вкрапленным и кварцево-жильным минералообразованием и магматогенным (постмагматическим) рудоотложением.

Источниками основных объемов минерального и части рудного вещества и растворов для Наталкинского и других месторождений узла послужили терригенные углеродсодержащие породы верхоянского комплекса. Вещество первично осадочного происхождения являлось источником главных компонентов флюидов и прежде всего углерода и кислорода кварца и карбонатов. Изотопными исследованиями сульфидов установлен глубинный источник серы флюидов, сформировавших Наталкинское месторождение.

Если становление Наталкинского месторождения на раннем этапе происходило в закрытой системе из флюидов, имеющих метаморфогенное происхождение, то на завершающей стадии своего развития оно формировалось в открытой системе с участием метеорных вод. Начиная с этапа рудоотложения, система была доступной для поверхностных вод, т.е. открытой. Проявление же в допродуктивном и продуктивном кварце высококонцентрированных флюидных включений с рудными (арсенопирит) и нерудными (галит, сильвин) минералами-узниками, а также участие в минералообразовании глубинной серы указывает на присутствие в гидротермальном флюиде и магматогенной компоненты.

Вероятной причиной рудоотложения на месторождении явилось смешение высококонцентрированных глубинных (метаморфогенно-магматогенного генезиса) растворов со слабоминерализованными водами метеорного происхождения. Выполненные исследования позволяют считать природу Наталкинского месторождения в целом метаморфогенно-магматогенно-метеорной.

Подсчитанные активные - 750 т и прогнозные - 1800 т запасы золота на Наталкинском месторождении дают основание относить его к одному из крупнейших золоторудных месторождений Мира. Перспективы его еще больше возрастают, если принять к сведению запасы металла на месторождениях-спателлитах - Омчакском и Павликовском, а также факт присутствия в рудах платиноидов, содержания которых нередко достигают промышленных значений.

Как видно из приведенных материалов, на Наталкинском месторождении условия проявления метаморфогенных, магматических, позднемагматических на стадии флюидоотделения и гидротермальных постмагматических событий, обеспечивших образование сложно сочетающихся в пространстве и во времени минеральных сообществ, позволяют рассматривать их как взаимосвязанные звенья единого, направленно развивающегося процесса формирования рудоносных интрузивно-купольных структур.

Золотое оруденение метаморфогенно-магматогенно-метеорной природы имеет генетические и парагенетические связи как с осадочными сульфидизированными комплексами, обогащенными органическим веществом, так и с интрузивно-купольными структурами, постмагматическое развитие которых при формировании основного оруденения происходило, по крайней мере, в условиях периодической открытости системы. Об этом свидетельствуют геологическая обстановка в изученных районах, особенности размещения рудных и россыпных месторождений на площадях развития гранитоидных тел, их связи с регионально- и контактово-метаморфизованными вмещающими породами, данные о составе метаморфитов и рудных тел, характер развития гидротермальных процессов и физико-химические особенности их проявления. Источник золота несомненно носит двойственную природу - метаморфогенную и магматогенную. Приоритет каждой из двух составляющих определяется конкретными особенностями развития рудных районов.

Л и т е р а т у р а

Аноров П.Н., Ворошин С.В., Шахтыров В.Г. Гранитоидный магматизм юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы: магматическая шкала, оруденение, условия локализации // Геологическая эволюция и строение Азиатского континента и окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Ч. 3. Магматические и метаморфические формации и их металлогения. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 60-62.

Апельцин Ф.Р. Формации малых интрузий и их отношение к золоторудным месторождениям в пределах Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР // Тр. ВНИИ-1. Геология. Магадан, 1956. Вып. 12. С. 128-141.

Ахмеджанова Г.М., Некрасов И.Я., Тихомирова В.И., Конюшок А.А. Растворимость золота в сульфидно-мышьяковых растворах при 200-300°C // ДАН СССР. 1988. Т. 300, № 6. С. 1453-1456.

Бабайцев О.В. Ксенолиты метаморфических пород в диоритовых дайках юго-западной части Яно-Колымской области // Проблемы металлогении Северо-Востока СССР. Магадан, 1984. С. 97-102.

Бергер В.И. Адыча-Тарынская зона турбидитонакопления // Литогеодинимический анализ угленосных и турбидитных формаций: Методические рекомендации. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. С. 105-110.

Березовский Ф.И. и др. Выделение кислорода для изотопного анализа реакций взаимодействия минералов с гидрогалогенидами гуанидина // Тез. докл. X Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1984а. С. 104.

Березовский Ф.И., Коростышевский И.З., Люта Н.Н. Галогениды аммония - реактивы для выделения CO₂ из карбонатов // Там же. 1984б. С. 108.

Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 2. С. 238-339.

Билибин Ю.А. К вопросу о локализации месторождений золота // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1961а. Т. 3. С. 135-148.

- Билибин Ю.А.* Диоритовые магмы как первоисточник золотого оруденения // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1961б. Т. 3. С. 149-165.
- Болдырев А.К.* Мировые месторождения золота // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Советская Колыма, 1946. Вып. 2. С. 3-23.
- Бородкин Н.А., Приставка В.А.* Основные черты геохимического поля оловорудного проявления Мымленнет // Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока России. Магадан, 1989. С. 105-123.
- Борцевский Ю.А. и др.* Ксенон-фторидный метод количественного выделения кислорода из минералов для изотопного анализа // Тез. докл. II Всесоюз. симпоз. по применению стабильных изотопов в геохимии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1968. С. 40-41.
- Буряк В.А.* Формирование золотого оруденения в углеродистых толщах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 94-105.
- Бяков А.С., Ведерников И.Л.* Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория: Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР; СВПГО, 1990. 69 с.
- Вассоевич Н.Б.* Литология и органическая геохимия // Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974. С.16-32.
- Ващилев Ю.Я.* Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чаунского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным) // Сов. геол. 1963. № 4. С. 54-72.
- Ващилев Ю.Я.* Разломы и мощность отложений верхоянского комплекса юго-восточной части Яно-Колымской складчатой зоны по геофизическим данным // Колыма. 1970. № 3. С. 45-47.
- Вейсберг Б.Д., Браун П.Р.Л., Сьюард Т.М.* Рудные элементы в активных геотермальных системах // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 578-609.
- Виноградов А.П., Донцова В.И.* Изотопный состав кислорода алюмосиликатных горных пород // ДАН СССР. 1947. Т. 58, № 1. С. 83-84.
- Волков А.В., Сидоров А.А.* Уникальный золоторудный район Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН; ИГЕМ РАН, 2001. 180 с.
- Володин В.Д.* Объяснительная записка к геологической карте СССР. Сер. Верхне-Колымская. Лист Р-55-XXII. Масштаб 1 : 200 000. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Ворошин С.В., Акинин В.В., Махоркина Т.И.* Преобразование пирита в пирротин при метаморфизме терригенных пород верхоянского комплекса (Северо-Восток России): приложение к генезису золоторудных месторождений // ДАН. 1993. Т. 330, № 6. С. 733-735.
- Ворошин С.В., Еремин Р.А., Тюкова Е.Э., Шахтыров В.Г.* Новые материалы по структуре и минералогии Омчакского узла // Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. С. 67-86.
- Ворошин С.В., Мельник В.Г., Тюкова Е.Э.* Региональный баланс золота при прогрессивном метаморфизме в терригенных толщах Верхне-Колымского региона // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000а. Т. 2. С.175-185.
- Ворошин С.В., Сидоров В.А., Тюкова Е.Э. и др.* Геология, геохимия, минералогия и перспективы платиноносности Наталкинского золоторудного месторождения (Северо-Восток России) // Платина России: проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Т. 2, кн. 2. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 161-176.
- Ворошин С.В., Тюкова Е.Э., Чиненов В.А.* Изотопный состав углерода и кислорода во вмещающих породах и рудах Наталкинского месторождения // Колыма. 2000в. № 2. С. 58-65.
- Ворошин С.В., Шахтыров В.Г., Тюкова Е.Э., Гаштольд В.В.* Геология и генезис Наталкинского золоторудного месторождения // Колыма. 2000б. № 2. С. 22-31.
- Гальченко Н.А., Голуб В.Н., Межов С.В. и др.* Рудник им. Матросова: вчера, сегодня, завтра // Колыма. 2000. № 3. С. 4-11.
- Гамянин Г.Н., Силичев М.К., Горячев Н.А., Белозерцева Н.В.* Полиформационное золоторудное месторождение // Геология рудн. месторожд. 1985. № 3. С. 86-89.
- Гельман М.Л.* О роли регионального метаморфизма в золотом оруденении Северо-Востока СССР // ДАН СССР. 1976. Т. 230, № 6. С. 1406-1409.
- Гельман М.Л.* Геолого-петрологические аспекты связи золотого оруденения и магматизма в гранитоидных провинциях: Северо-Восток Азии в сравнении с Кордильерами Северной Америки, с Западной Австралией // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2000. Т. 2. С. 5-79.
- Гельман М.Л., Крутоус М.П.* О метаморфизме Верхоянского комплекса в верховьях р. Колымы // Геология и рудоносность метаморфических комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 56-66.

Геологическая карта и Карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка в 4 кн. Кн. 4. Кадастр россыпных месторождений. Магадан: Комитет природных ресурсов по Магаданской области; ГП «Магадангеология», 1999. 176 с.

Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. В 2 кн. / Ред. И.Е.Драбкин. М.: Недра, 1970. Кн. 1. 548 с.; Кн. 2. 536 с.

Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 520 с.

Гончаров В.И. Гидротермальное рудообразование в краевых вулканогенных поясах. М.: Наука, 1983. 215 с.

Гончаров В.И., Волков А.В. Геология и генезис золоторудного месторождения Совиное (Чукотка). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2000. 231 с.

Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. и др. Платиноносность золоторудных месторождений в черносланцевых толщах Северо-Востока: проблемы и перспективы // Платина России. Т. 2, кн. 2. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 156-161.

Гончаров В.И., Ворцетнев В.В., Альшевский А.В. Магматогенно-гидротермальные процессы в золоторудных полях Северо-Востока СССР (по данным термобарогеохимии) // Термобарогеохимия эндогенных процессов. Благовещенск, 1984а. С. 43-45.

Гончаров В.И., Еремин Р.А. и др. Геолого-генетические модели золото- и сереборудных формаций Северо-Востока СССР // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1984б. С. 109-127.

Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 207 с.

Гончаров В.И., Сидоров В.А., Приставка В.А. Платинометаллическая минерализация Наталкинского месторождения: итоги исследований // Колыма. 2000. № 2. С. 49-53.

Горячев Н.А., Сидоров В.А., Литвиненко И.С., Михалицына Т.И. Минеральный состав и петрохимические особенности рудных зон глубоких горизонтов Наталкинского месторождения // Колыма. 2000. № 2. С. 38-49.

Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. Состав газов индивидуальных включений различных минералов // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1968. Ч. 1. С. 290-298.

Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. Состав газов в придонных водах океана по флюидным включениям в аутигенных минералах // Геол. и геофиз. 1996. Т. 37, № 5. С. 73-80.

Еремин Р.А., Осипов А.П. О проблеме генезиса Наталкинского золоторудного месторождения // Колыма. 1974. № 6. С. 41-43.

Еремин Р.А., Шахтыров В.Г. Типизация геолого-структурных обстановок проявления золото-кварцевой формации для прогнозирования оруденения // Тихоокеан. геол. 1985. № 5. С. 72-78.

Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1970. 272 с.

Желнин С.Г. Условия образования аллювиальных россыпей золота на Северо-Востоке Азии. М.: Наука, 1979. 119 с.

Жирнов А.М. Локализация золотого оруденения в кольцевой структуре // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 3. С. 98-111.

Загружина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 278 с.

Злобин В.А. Петрогеохимическая корреляция рудовмещающих осадочно-метаморфических (черносланцевых) толщ золоторудных провинций // Бассейны черносланцевой седиментации и связанные с ними полезные ископаемые. Т. 2. Новосибирск, 1991. С. 71-72.

Иванюк Б.О. Состав самородного золота и черты эндогенной зональности месторождений Омчакского узла // Колыма. 1980. № 3.

Иванюк Б.О., Плутешко В.П., Трифонов В.И. Возраст золотой минерализации в Омчакском рудном узле и его связь с магматизмом и метаморфизмом // Колыма. 1983. № 3. С. 34-37.

Йенсен М.Л. Изотопы серы и проблемы минерогенеза // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 129-147.

Кавиладзе М.Ш. и др. Методика изучения изотопного состава воды флюидных включений в минералах // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра. 1982. С. 102-108.

Калинин А.И., Каницыг В.К., Гаштольд В.В., Орлов В.Г. Структура Наталкинского рудного поля // Колыма. 1992. № 9. С. 40-44.

Калюжный В.А. Методы вивчення багатофазових включень у мінералах // Вид. АН УРСР. Київ, 1960. 183 с.

Козеренко С.В., Тузова А.М., Родионова И.М. и др. Об одном из механизмов образования тонкодисперсного золота в сульфидах железа // Геохимия. 1986. № 12. С. 1706-1714.

Конторович А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Недра. 1976.

Кренделев Ф.П. и др. Содержание золота в океанических водах, водной взвеси и иловых водах донных осадков Тихого океана // *Геохимия*. 1977. № 3. С. 433-439.

Крутоус М.П. Методические рекомендации по изучению метаморфизма рудовмещающих толщ в золотоносных районах Северо-Востока СССР при геологическом картировании масштаба 1:50 000. Магадан: ГКП СВПГО, 1989. 49 с.

Крутоус М.П. Низкотемпературный метаморфизм рудовмещающих толщ и методика его изучения в золотоносных районах Северо-Востока СССР при геологическом картировании масштаба 1:50 000 // *Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1991. С. 124-143.

Курский А.Н. Выбор методов аналитического определения металлов платиновой группы в породах и рудах при решении геологических задач // *Платина России*. М.: Геоинформмарк, 1999. Т. 4. С. 246-263.

Ларин Н.И. О некоторой закономерности в распределении месторождений золота верхней правобережной части Колымского бассейна // *Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР*. Магадан, 1949. Вып. 7. С. 130-132.

Леммлейн Г.Г., Клевцов П.В. Соотношение термодинамических параметров Р-Т-Х для воды и 30% водных растворов // *Зап. ВМО*. 1956. Вып. 4. С. 529-534.

Леммлейн Г.Г., Клевцов П.В. Соотношения основных термодинамических параметров водных растворов хлористого натрия // *Геохимия*. 1961. № 2. С. 133-142.

Лесняк В.Ф. Основы анализа физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах. М.: Наука, 1964. 219 с.

Летников Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра, 1981. 224 с.

Литвиненко И.С. Морфолитогенетические условия образования россыпей золота в северо-западной части Олойской складчатой зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Магадан, 1995. 20 с.

Литвиненко И.С. Морфолитогенетические и минералого-геохимические условия миграции и концентрации золота в россыпях на различных стадиях развития орогенных морфоструктур Северо-Востока России // *Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: В 3-х т. Т. 3. Четвертичная геология, геоморфология, россыпи* // *Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО «Региональная научно-практическая конференция, посвященная 100-летию со дня рождения Ю.А. Билибина»* (Магадан, 16-18 мая 2001 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 90-93.

Литвиненко И.С. Россыпные месторождения золота Омчакского узла. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 92 с.

Литвиненко И.С., Кожеевников А.И. Геолого-геоморфологические условия концентрации золота в россыпях орогенных морфоструктур Олойской зоны // *Новые данные по геологии и металлогении Северо-Востока России (тематический обзор работ 1992-1996 гг.)*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 210-216.

Литвиненко И.С., Приставка В.А. Типизация золота россыпных и рудных месторождений Омчакского рудно-россыпного узла // *Геология и минералогия Северо-Восточной Азии: Тез. докл. X сессии СВО ВМО РАН*. Магадан, 16-17 ноября 1999 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. С. 66-68.

Межов С.В. Геологическое строение Наталкинского золоторудного месторождения // *Колымские ВЕСТИ*. 2000. № 9. С. 8-17.

Методические указания по прецизионному масс-спектрометрическому методу определения изотопного состава водорода и углерода / Ред. Ф.А. Алексева. М.: ВНИИЯГГ, 1975. С. 118.

Миронов А.Г., Альмухамедов А.И., Гелетий В.Ф. и др. Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоактивных индикаторов. Новосибирск: Наука, 1989. 281 с.

Миронов А.Г., Таусон В.Л., Гелетий В.Ф. Металличность связи как фактор, обуславливающий вхождение золота в структуры сульфидных минералов // *ДАН СССР*. 1987. Т. 293, № 2. С. 447-449.

Нарсеев В.А. Промышленная геология золота. М.: Научный мир, 1996. 243 с.

Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганз П.Б., Гончаров В.И., Горячев Н.А., Ворошин С.В. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // *Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики*. Т. 1. Геология, геохронология и геохимия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181-205.

Омото Х., Рай Р. Изотопный состав водорода и кислорода флюидных включений в минералах из месторождения Куроко, Япония // *Стабильные изотопы и проблемы рудообразования*. М.: Мир, 1977. С. 449-463.

Омото Х., Рай Р. Изотопы серы и углерода // *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. М.: Мир, 1982. С. 405-450.

Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // *Геотектоника*. 1993. № 1. С. 68-78.

- Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.
- Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.
- Платиноносные углеродсодержащие провинции России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышев, А.Ф.Коробейников и др. // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тез. докл. междунар. симп. Петрозаводск, 1998. С. 114.*
- Приставка В.А.* Картирование эндогенных ореолов оловорудных тел на основе информационных мер // Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. Хабаровск, 1979. С. 129-130.
- Приставка В.А.* Локальный количественный прогноз оловянного оруденения по эндогенным ореолам // Геохимия и минералогия рудных месторождений Северо-Востока России. Магадан, 1989. С. 3-19.
- Приставка В.А., Устюжин П.В., Сафронов Д.Н., Попова Л.А.* Экспрессный количественный спектральный анализ геохимических проб на широкий круг элементов // Методы прикладной геохимии. Иркутск, 1981. Ч. 2. С. 231.
- Рай Р., Омото Х.* Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 175-212.
- Рожков И.С., Гринберг Г.А., Кухтинский Г.Г.* Некоторые особенности геологии и металлогении верхнего течения р. Индигирки // Геол. и геофиз. 1961. № 11. С. 3-13.
- Россыи золота Северо-Востока России (модели для прогноза, поисков и разведки) / Науч. ред. М.М. Константинов, М.З. Зиннатуллин, Ю.В. Прусс. М.: Комитет природных ресурсов по Магаданской области, Министерство природных ресурсов Российской Федерации, 1999. 137 с.*
- Сакаи Х., Мацубая О.* Изотопная геохимия термальных вод и ее роль в распознавании природы рудообразующих растворов Куроко // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 510-549.
- Самойлович Л.А.* Зависимости между давлением, температурой и плотностью водно-солевых растворов. М.: ВНИИСИМС, 1969. 47 с.
- Сидоров А.А.* Рудные формации фанерозойских провинций. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. 86 с.
- Сидоров А.А.* Очерки исторической металлогении. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 68 с.
- Сидоров А.А., Волков А.В.* Уникальный золоторудный район Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 181 с.
- Сидоров В.А., Литвиненко И.С.* Золото-сурьмяное оруденение на месторождении Наталка // Геология и минералогия Северо-Востока Азии: Тез. докл. X сессии СВО ВМО РАН. Магадан, 16-17 ноября 1999 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. С. 68-70.
- Скорняков П.И.* Псевдоморфозы пирротина по пириту // Колыма. 1947. № 2. С. 26-29.
- Скорняков П.И.* Систематика золоторудных месторождений Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1949. Вып. 4. С. 52-62.
- Соболев А.П.* Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. М.: Наука, 1989. 248 с.
- Соболев А.П., Колесниченко П.П.* Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы. М.: Наука, 1979. 180 с.
- Соботович Э.В. и др.* Справочник по изотопной геохимии. М.: Энергоиздат, 1982. 240 с.
- Структурная геология и тектоника плит.* М.: Мир, 1991. Т. 2. 376 с.
- Сынгаевский Е.Д., Чиненов В.А.* Геохимия углерода в терригенно-углеродистых сланцах Кумторского рудного поля (Восточная Киргизия) // Геохимия. 1998. № 7. С. 727-736.
- Таусон В.Л., Миронов А.Г., Смагунов Н.В. и др.* Золото в сульфидах: состояние проблемы форм нахождения и перспективы экспериментальных исследований // Геол. и геофиз. 1996. Т. 37, № 3. С. 3-14.
- Тейлор Х.П.* Применение изотопов кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир. 1977. С. 213-294.
- Тугаринов А.И.* Общая геохимия. М.: Атомиздат, 1973. 288 с.
- Тюкова Е.Э.* Минералого-генетические особенности месторождений Пионерского рудного узла (Северо-Востока СССР). Ч. 1 и 2. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. Ч. 1. 60 с.; Ч. 2. 38 с.
- Тюкова Е.Э., Козлов В.К.* Новая инвариантная точка в системе Fe - As - S. Рукопись деп. ВИНТИ, 1986. № 5141-В 86. 12 с.
- Устинов В.И., Гриненко В.А.* Прецизионный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы. М.: Наука, 1965. 96 с.
- Фейцар Я.* Элементы-примеси и изотопы в осадочных карбонатах // Карбонаты: Минералогия и химия. М.: Мир, 1987. С. 329-370.
- Фирсов Л.В.* Возраст спессартит-вогезита Наталкинского месторождения, содержащего обломки кварца Колыма. 1964. № 10. С. 34-37.
- Фирсов Л.В.* Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 217 с.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

- Формы и нахождение металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) / В. В. Дистлер, Г. Л. Митрофанов, В. К. Немеров, В. А. Коваленкер, А. В. Мохов, Л. К. Семейкина, М. А. Юдовская // Геология рудн. месторожд. 1996. Т. 38, № 6. С. 467-484.*
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74-82.*
- Хью П., Тейлор Х.Р. мл. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 200-237.*
- Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Миляев С.А. Минералого-геохимические ореолы Наталкинского золоторудного месторождения // Руды и металлы. 1999. № 6. С. 43-50.*
- Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З. Комплексная минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 39-51.*
- Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З., Альшеева Э.И. Поисковая минералого-геохимическая модель золото-кварцевого оруденения в углеродистых толщах // Многофакторные модели месторождений - основа эффективных методов поисков, оценки и разведки: Тез. докл. Тбилиси, 1988. С. 73-74.*
- Шахтыров В.Г. Структурная позиция позднемезозойского магматизма в юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы // Магматические формации Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 132-142.*
- Шахтыров В.Г. Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктура, рудоносность // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 62-64.*
- Шахтыров В.Г. Сфенохазмы в мезозоидах Северо-Востока Азии и геотектоническая позиция гранитоидного магматизма и золотого оруденения // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Т. 1. Геология, геохронология и геохимия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 68-76.*
- Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981. 383 с.*
- Шило Н.А., Гончаров В.И., Альшевский А.В., Ворцелнев В.В. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. 182 с.*
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Геохимия и рудогенез Ва, Р, Mn в черных сланцах. Сыктывкар: Геонаука, 1990. 107 с.*
- Amagat E.N. Copmtes Rendus // Acad. Sci. 1891. Vol. 144. P. 446-451.*
- Amagat E.N. Copmtes Rendus // Acad. Sci. 1892. Vol. 114. P. 1093-1098.*
- Berner R.A. Sedimentary pyrite formation: An update // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. Vol. 48. P. 605-615.*
- Bottinga Y. Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1969. Vol. 33. P. 41-64.*
- Cabri L.G., Chrissoulis S.L., De Villiers J.P.R. et al. The nature of «invisible» gold in arsenopyrite // Can. Miner. 1989. Vol. 27, N 3. P. 353-362.*
- Clayton R.N., Friedman I., Graf D. et al. The origin of saline formation waters. 1. Isotopic composition // J. Geophys. Res. 1966. Vol. 71. P. 3869-3882.*
- Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K. Oxygen isotope exchange between quartz and water // Jour. Geophys. Res. 1972. Vol. 77, N. 17. P. 3057-3067.*
- Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. Vol. 133. P. 1702-1703.*
- Curtis C.D., Spears D.A. The formation of sedimentary iron minerals // Economic Geology. 1968. Vol. 63. P. 257-270.*
- Deines P., Gold D.P. The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon // Geochimica et Cosmochimica. Acta. 1973. Vol. 37. P. 1709-1733.*
- Dowgiallo J., Tongiorgi E. The isotopic composition of oxygen and hydrogen in dome brines from the Mesozoic in nrthwest Poland // Geothermics. 1972. Vol. 1. P. 67-69.*
- Eremin R.A., Voroshin S.V., Sidorov V.A. et al. Geology and genesis of the Nataika gold deposit, Northeast Russia: International Geology Review. 1994. Vol. 36. P. 1113-1138.*
- Ferry J.M. Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine: an example of desulfidation during prograde regional metamorphism // American Mineralogist. 1981. Vol. 66. P. 908-931.*
- Ferry J.M. A biotite isograd in south-central Main, U.S.A.: Mineral reactions, fluid transfer, and heat transfer // Jour. of Petrol. 1984. Vol. 25. P. 871-893.*
- Field C.W., Gustafson L.B. Sulfur isotopes in the porphyry copper deposits at El Salvador, Chile // Economic Geology. 1976. Vol. 71. P. 1533-1548.*
- Hall A.J. Pyrite-Pyrrhotine redox reactions in nature // Miner. Mag. 1986. Vol. 50. P. 223-229.*
- Heinrich C.A., Eadington P.J. Thermodynamic predictions of the hydrothermal chemistry of arsenic, and their significance for the paragenetic sequence of some cassiterite-arsenopyrite-base metal sulfide deposits // Economic Geology. 1986. Vol. 81. P. 511-529.*

- Hitchon B., Friedman I.* Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin - I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen // *Geochimica Cosmochimica Acta*. 1969. Vol. 33. P. 1321-1349.
- Hoefs J.* Stable Isotope Geochemistry. New York: Springer-Verlag, 1973. P. 223.
- Hulston J. R., McCabe W.J.* Mass spectrometer measurements in the thermal areas of New Zealand. Part I. Carbon dioxide and residual gas analyses; Part II. Carbon isotopic ratios // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1962. Vol. 26. P. 383-410.
- Kazahaya K., Matsuo S.* A new ball-milling method for extraction of fluid inclusions from minerals // *Geochem. J.* 1985. Vol. 19, N 1. P. 45-54.
- Kharaka Y.K., Berry F.A.F., Friedman I.* Isotopic composition of oil-field brines from Kettleman North Dome, California, and their geologic implications // *Geochimica Cosmochimica Acta*. 1973. Vol. 37. P. 1899-1903.
- Oberthur T., Mumm A.S., Vetter U., Simon K., Amanor J.A.* Gold mineralization in the Ashanti Belt of Ghana: Genetic constraints of the stable isotope geochemistry // *Economic Geology*. Vol. 91. 1996. P. 289-301.
- Ohmoto H.* Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits // *Economic Geology*. 1972. Vol. 67. P. 551-578.
- Pinckney D.M., Rye R.O.* Variation of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, texture and mineralogy in altered limestone in the Hill mine Cave-in-Rock district. Illinois // *Econ. Geol.* 1972. Vol. 67. P. 1-18.
- Rye D.M., Rye R.O.* Homtstake gold mine. South Dakota: I Stable isotope studies // *Economic Geology*. 1974. Vol. 69. P. 293-317.
- Seward T.M.* Thiocomplexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1973. Vol. 37. P. 379-399.
- Suzuoki T., Epstein S.* Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water // *Geochimica Cosmochimica Acta*. 1976. Vol. 40. P. 1229-1240.
- Tyukova E.E., Voroshin S.V., Sidorov V.A., Budanova N.B.* New mineralogic and geochemical data on the Nataalka, Vetren, and Igumen Au-quartz deposits in the Upper-Kolyma Region, Russian Northeast: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins (Magadan, Russia, September, 1994). Магадан: СВНИЦ ДВО РАН, 1995. С. 286-291.
- Wu X., Delbove F.* Hydrothermal synthesis of gold-bearing arsenopyrite // *Economic Geology*. 1989. Vol. 84, N 7. P. 2029-2032.

ФОТОТАБЛИЦЫ

Таблица I

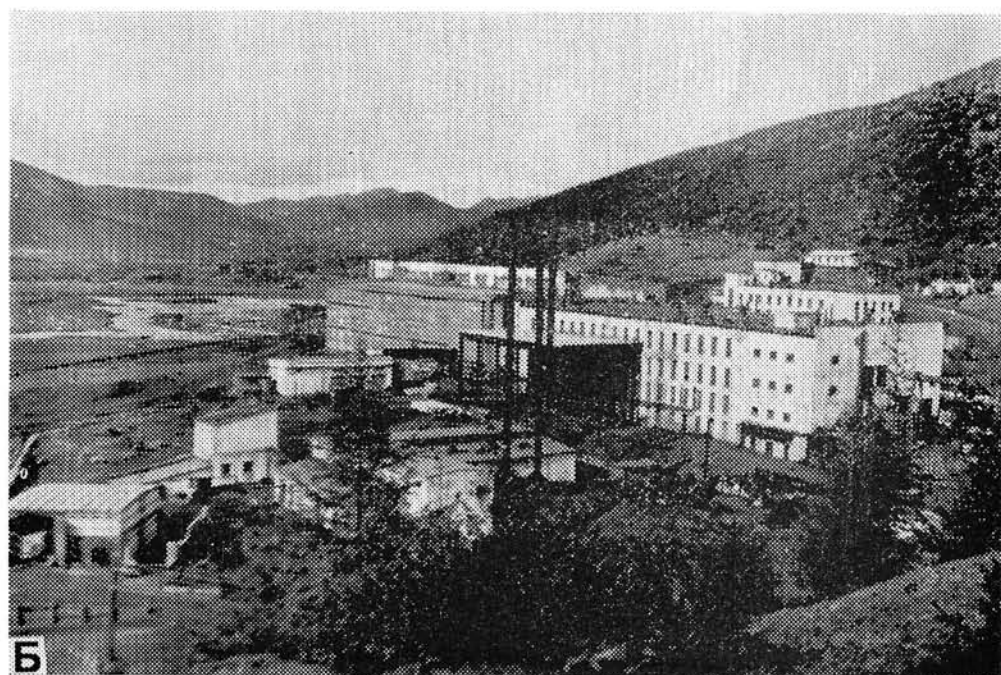


Таблица II

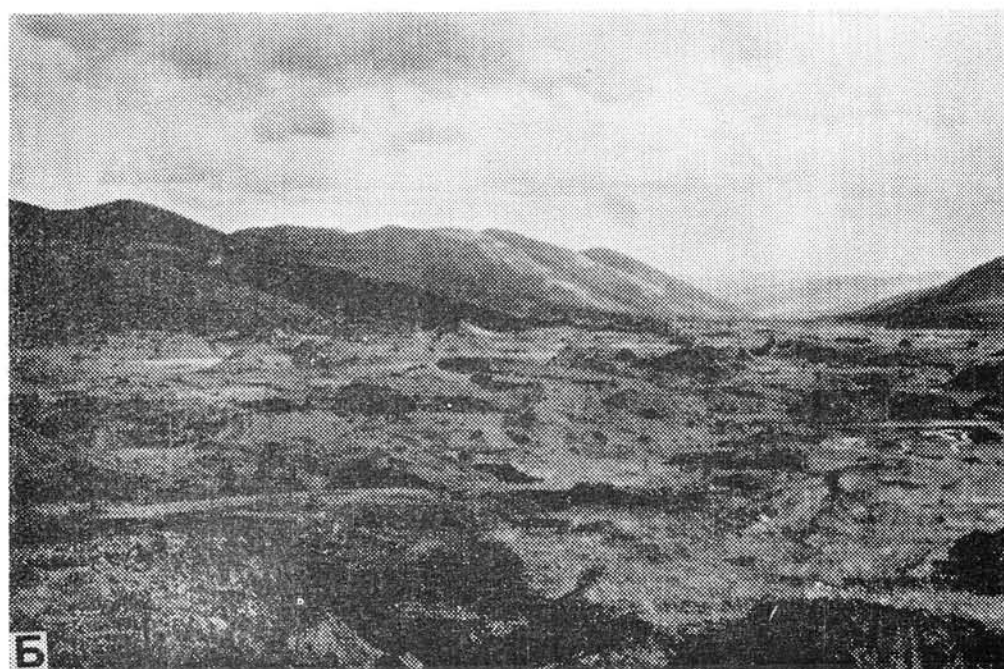
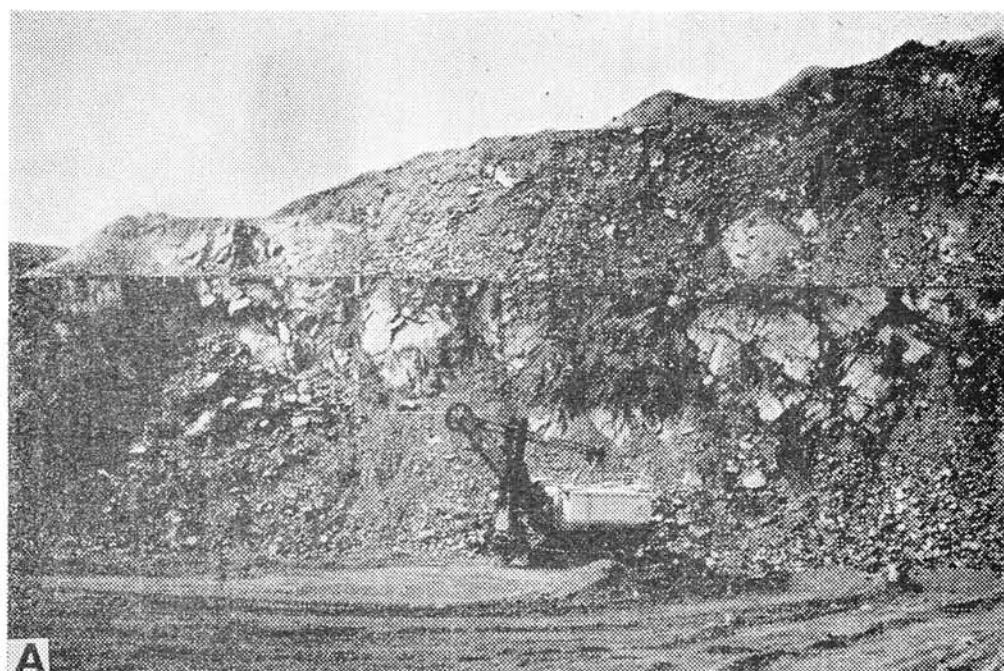


Таблица III

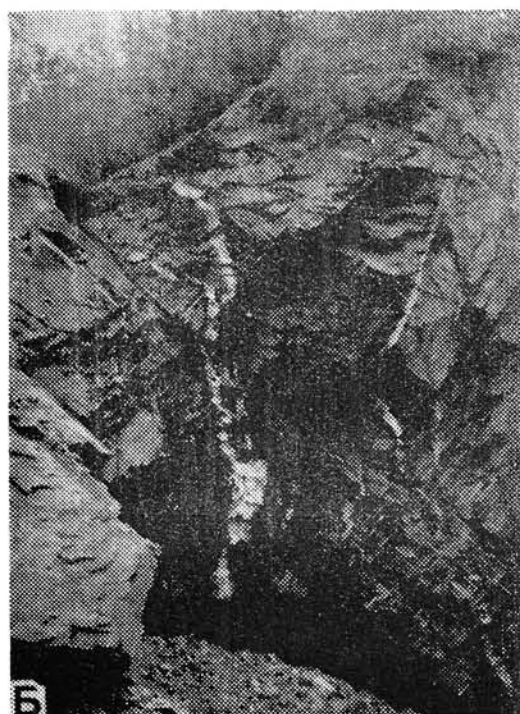
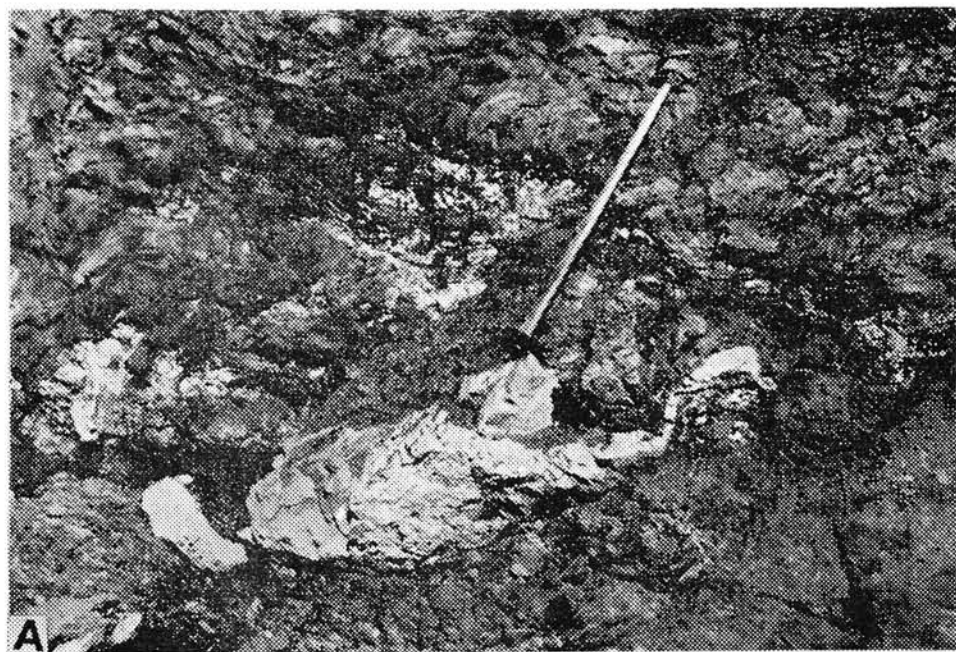


Таблица IV

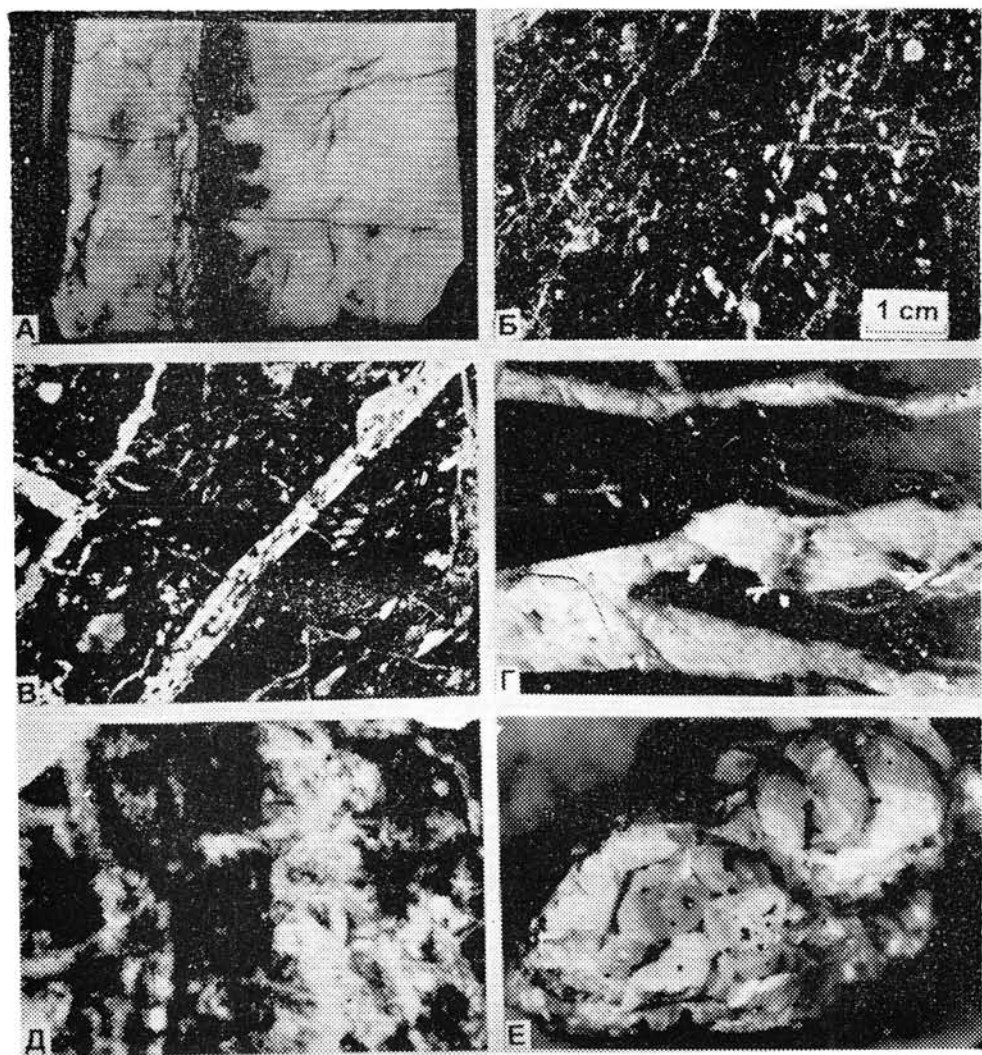


Таблица V

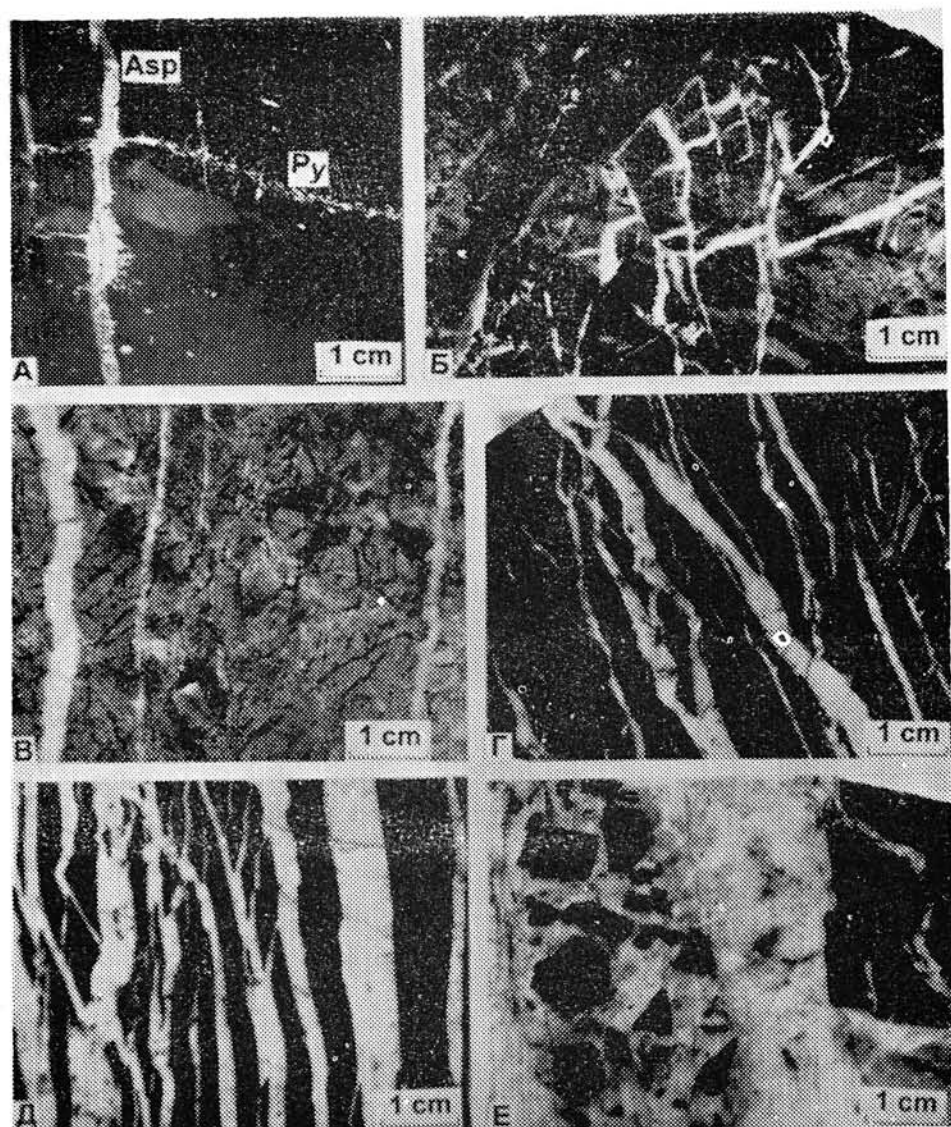


Таблица VI

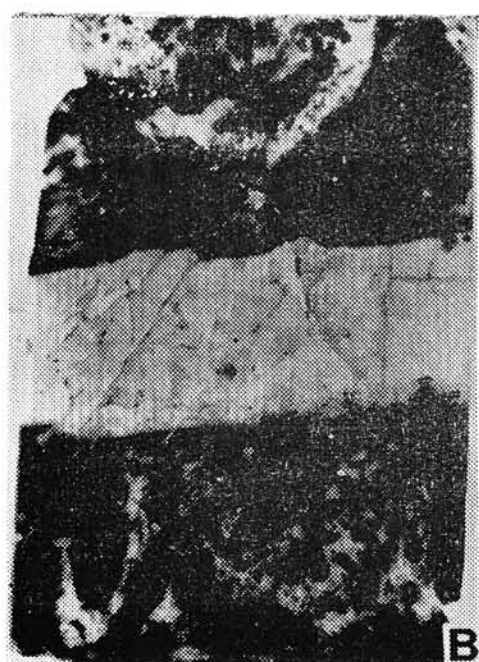


Таблица VII

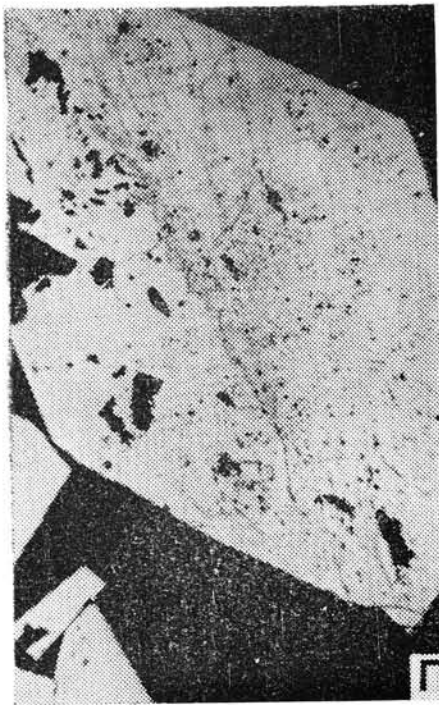
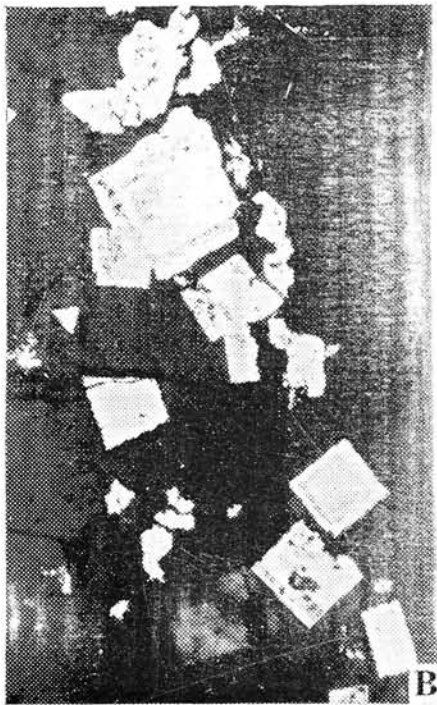


Таблица VIII

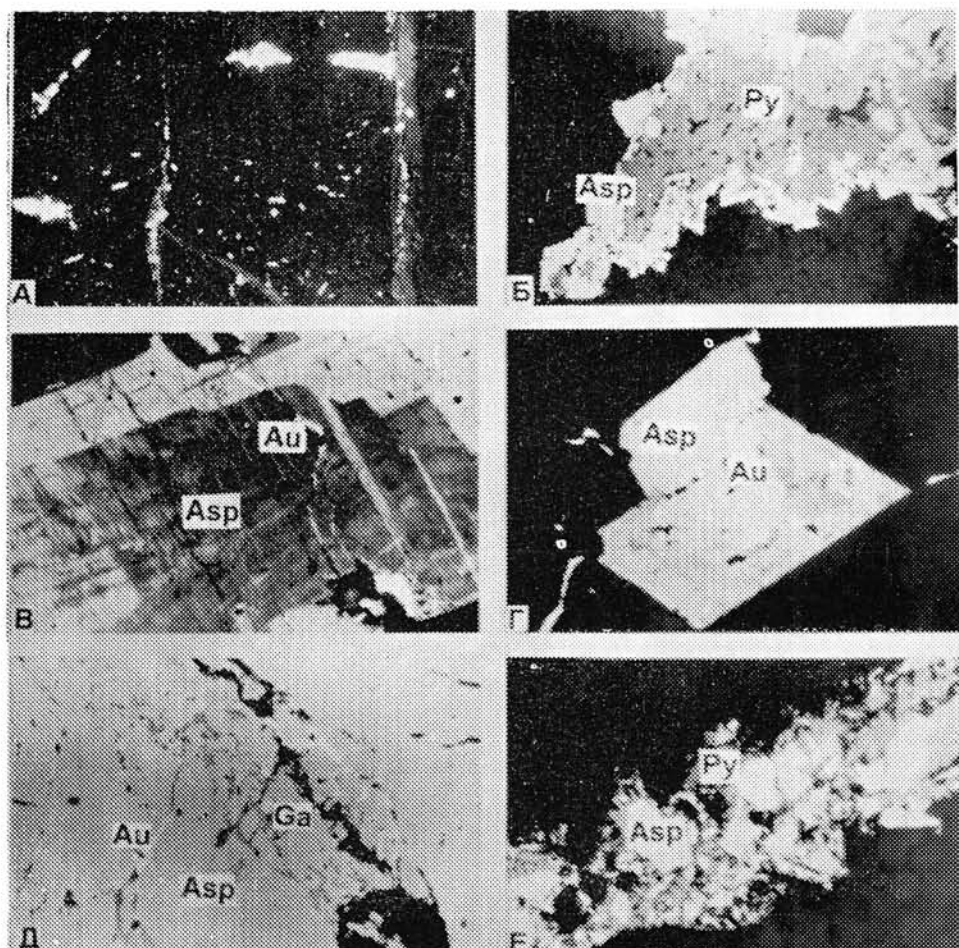
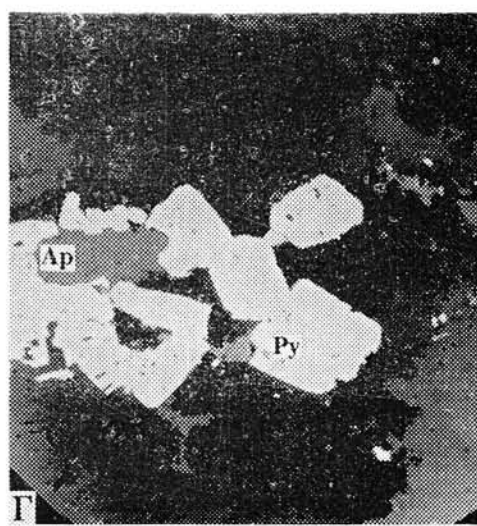
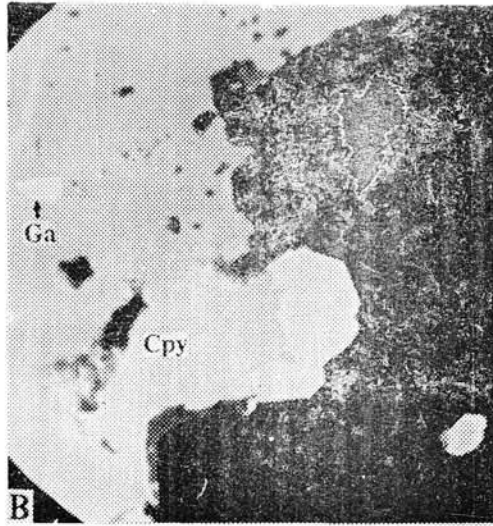
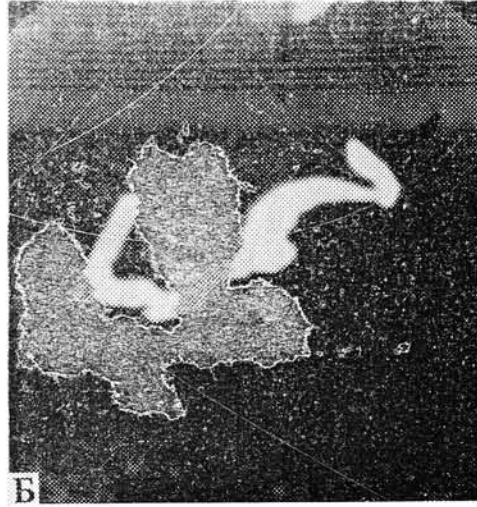
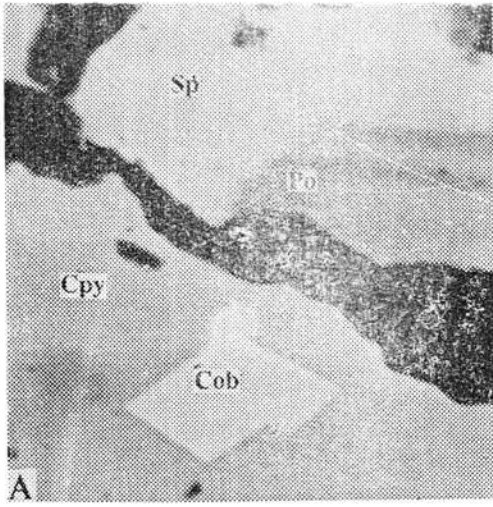


Таблица IX



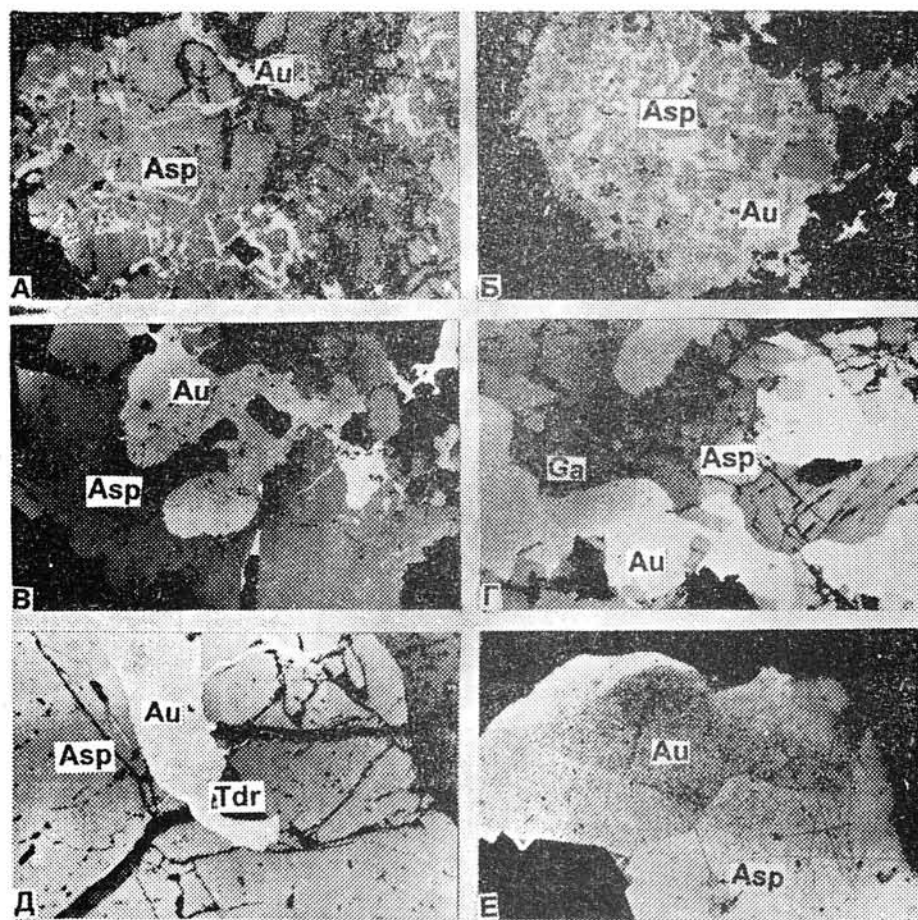


Таблица XI

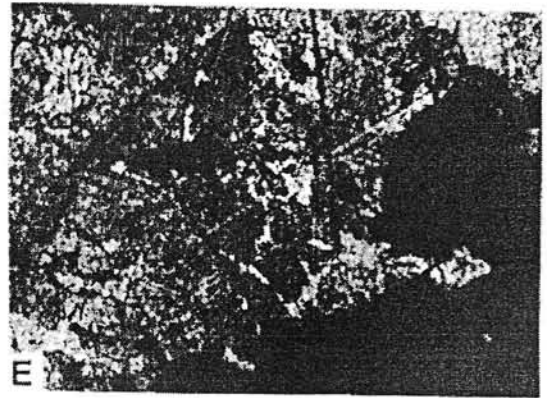
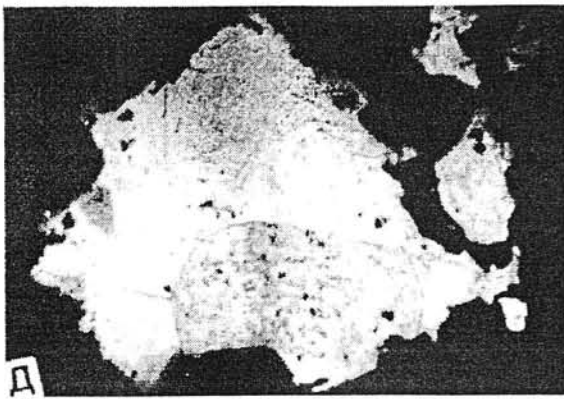
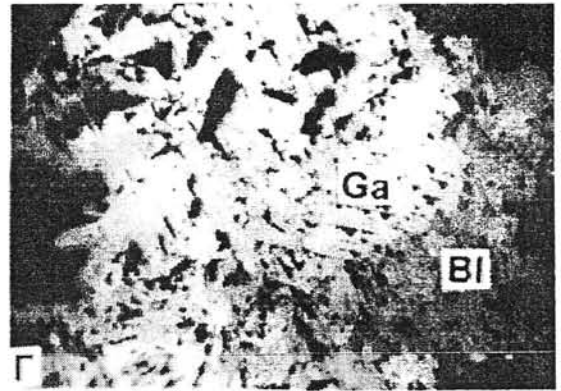
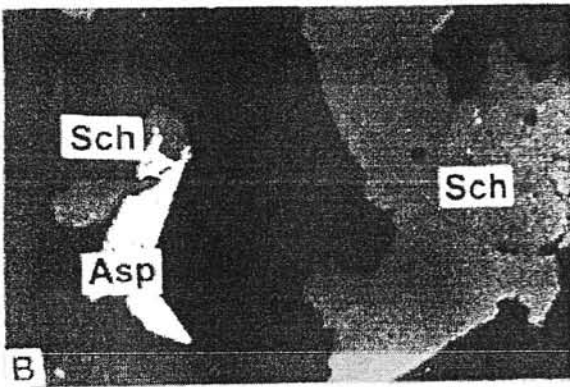
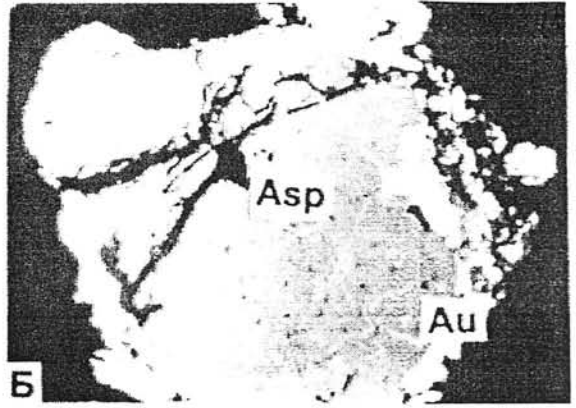
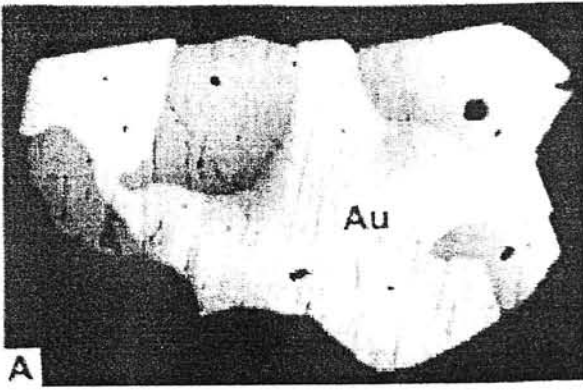


Таблица XII

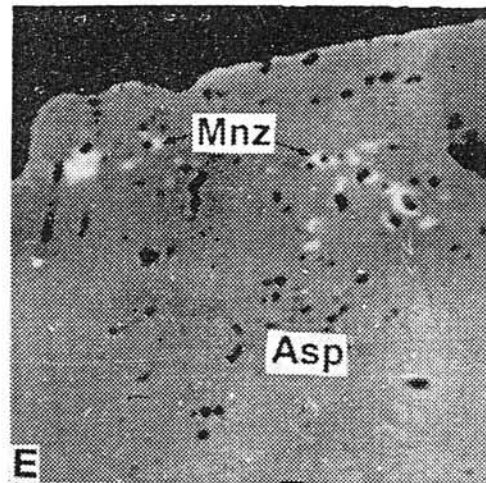
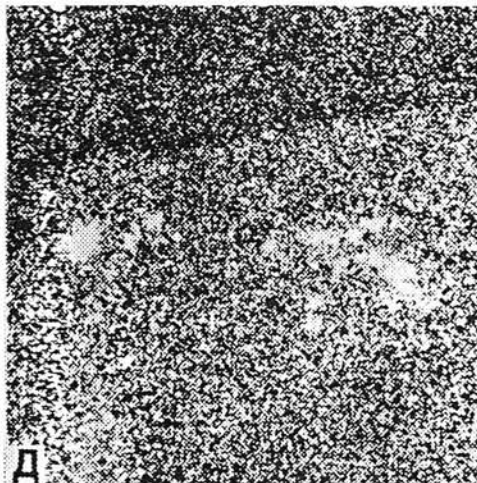
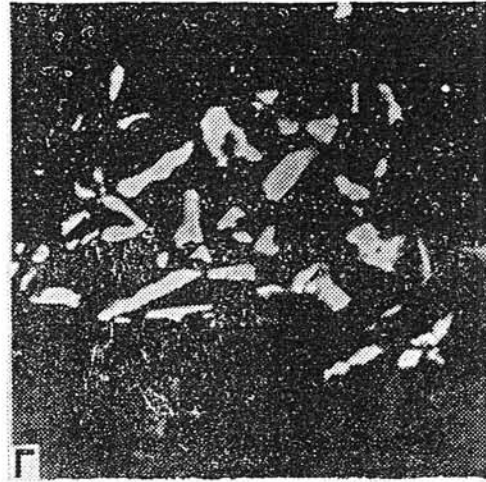
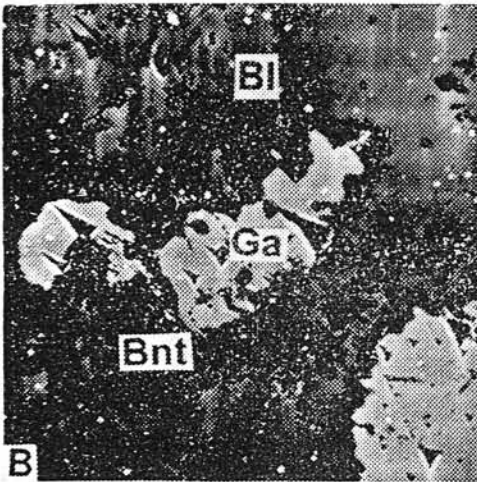
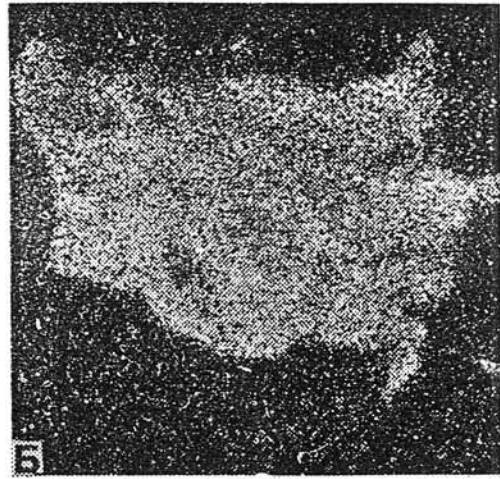
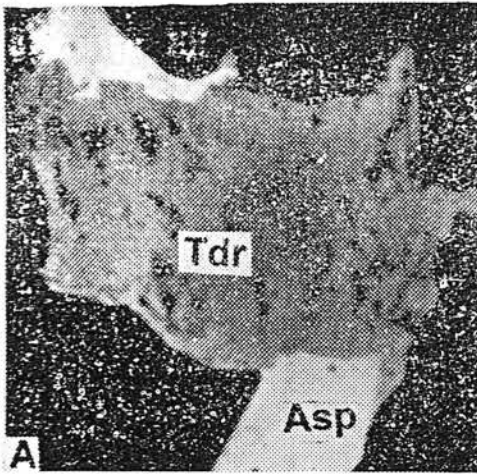


Таблица XIII

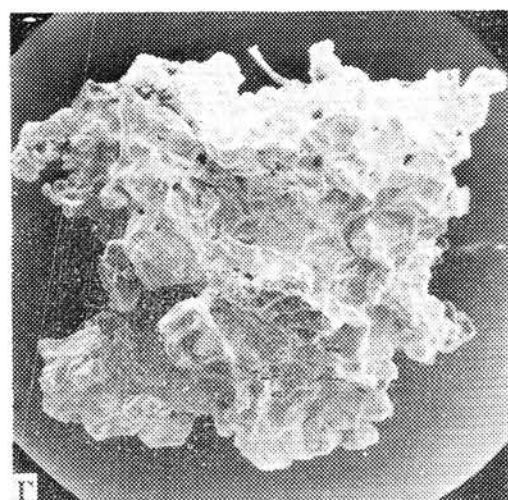
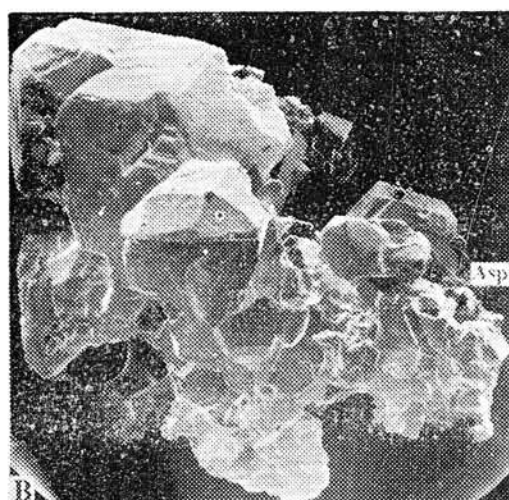
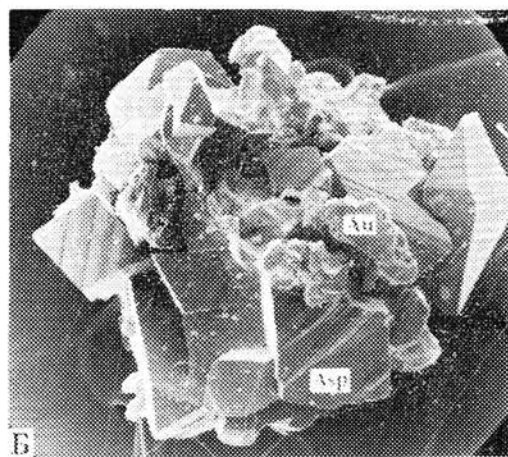
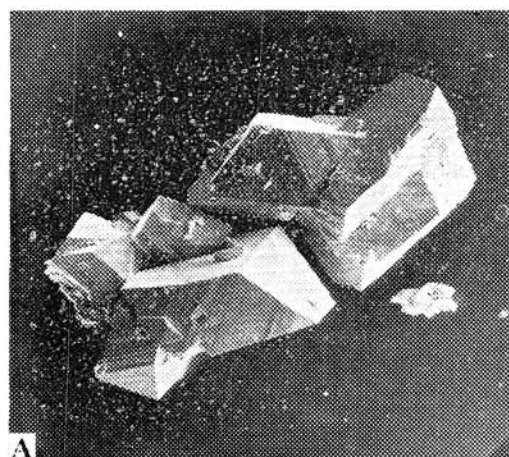


Таблица XIV

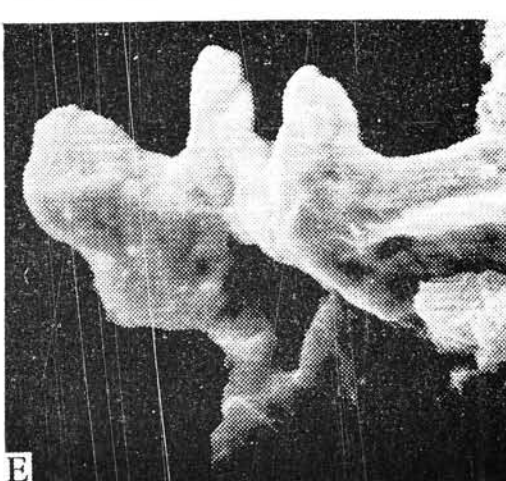
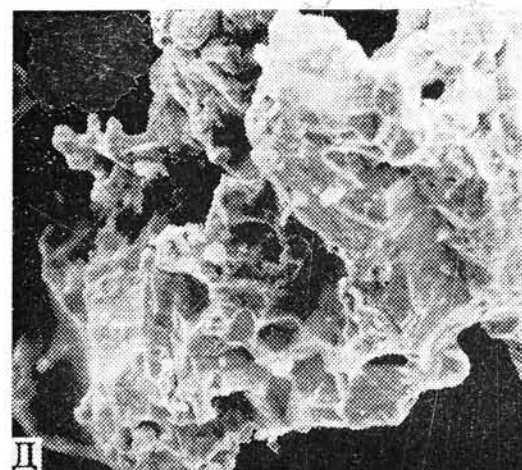
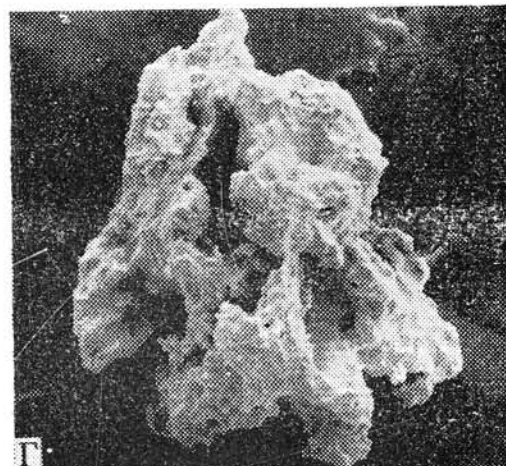
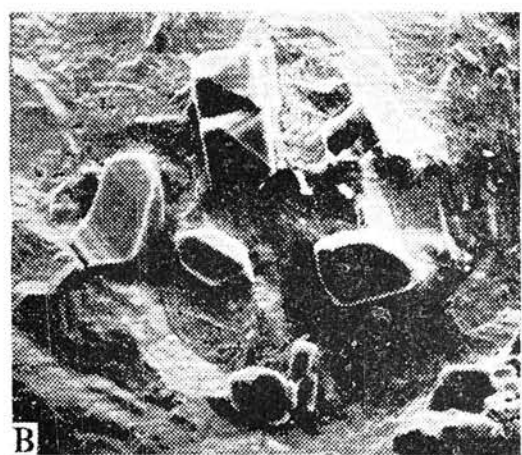
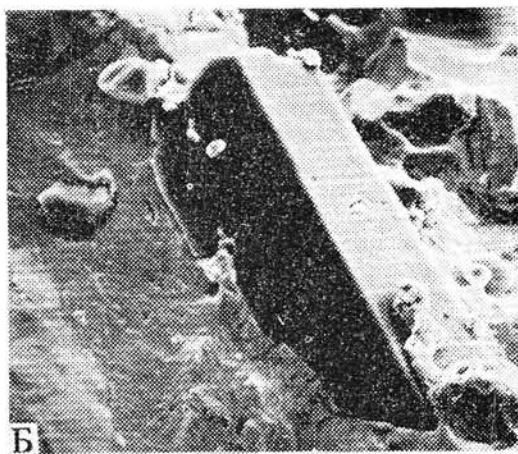
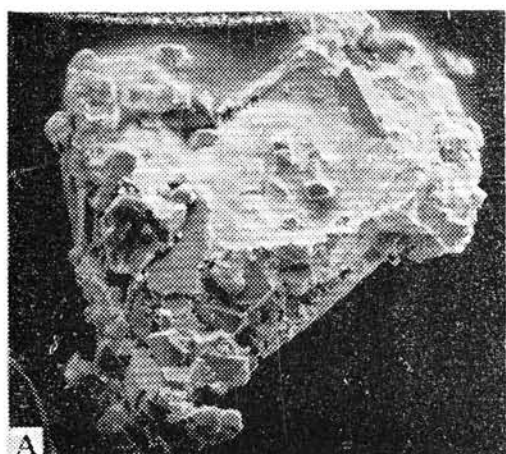


Таблица XV

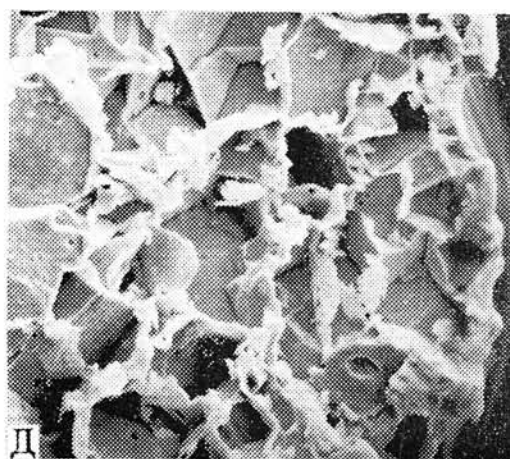
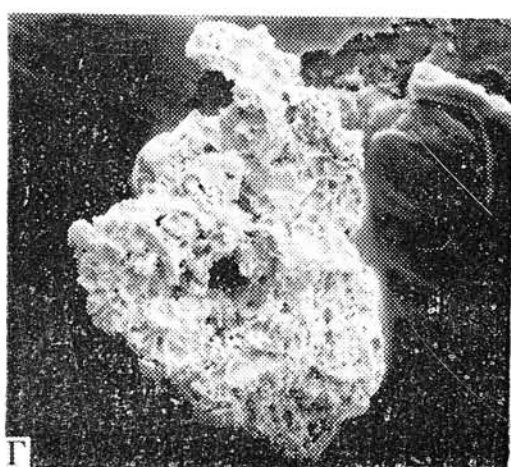
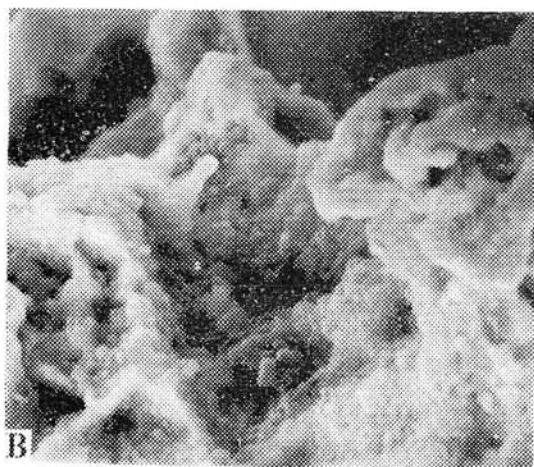
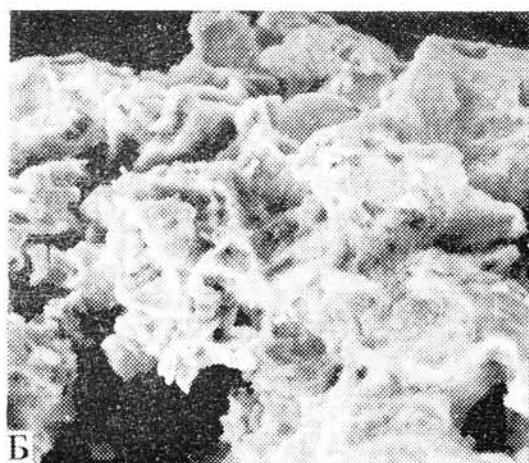
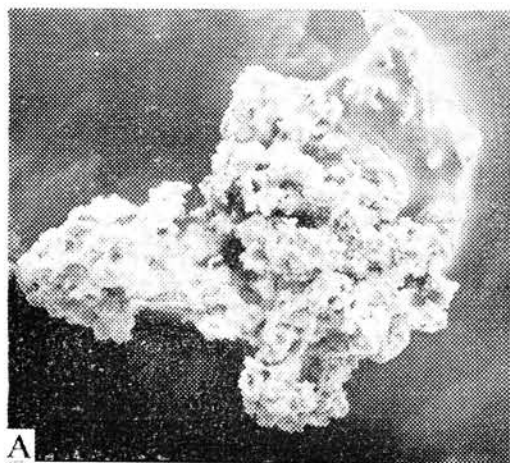
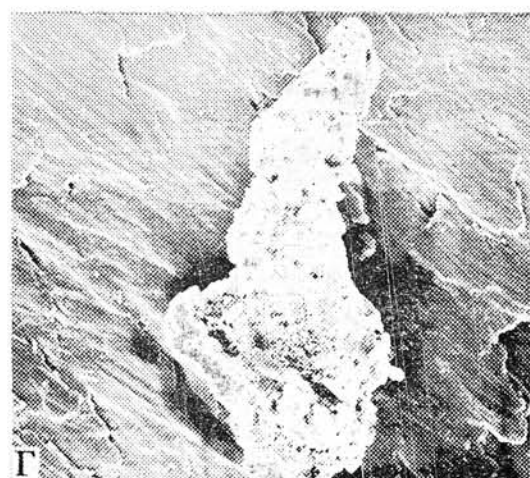
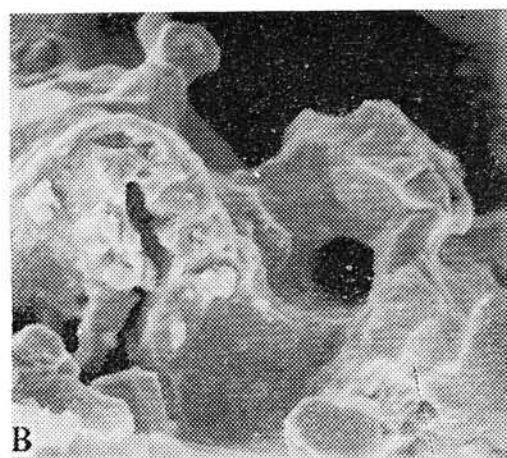
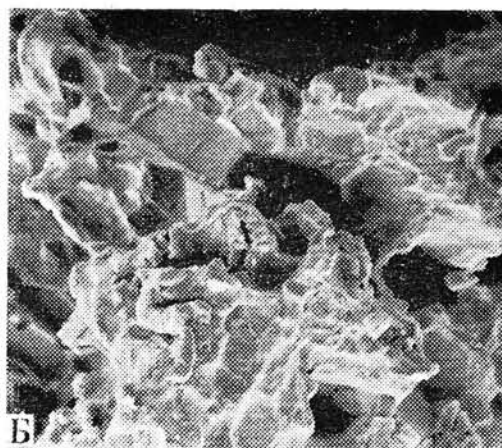
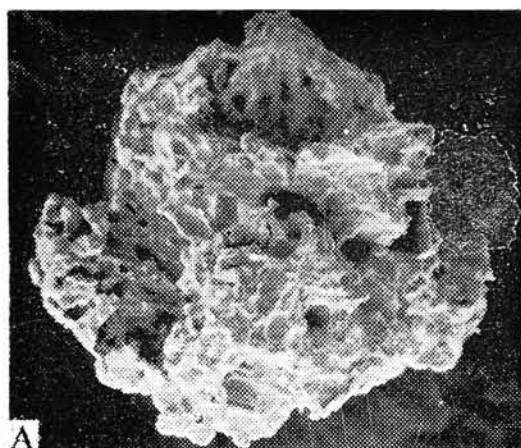


Таблица XVI



ПОДПИСИ К ФОТОТАБЛИЦАМ

Т а б л и ц а I

А - общий вид центральной части Наталкинского месторождения. На переднем плане - пос. им. Матросова; на заднем (темное на склоне сопки) - провалы от подземной отработки рудных зон 3 и 8-23; **Б** - золотоизвлекательная фабрика

Т а б л и ц а II

А - опытно-эксплуатационный карьер в центральной части месторождения по рудным зонам, отработанным подземным способом; **Б** - технологические отвалы в долине р. Омчак после отработки россыпей

Т а б л и ц а III

А - желвакоподобная морфология дайковых тел в плотике отработанной россыпи в долине р. Омчак; **Б** - кварцевая жила в стенке провала над камерой подземной отработки (северо-западный фланг месторождения Наталка); **В** - характерный облик текстур руд Наталкинского месторождения (параллельно-прожилковая, сетчатого прожилкования и брекчиевидная)

Т а б л и ц а IV

А - дорудная полевошпат-кварцевая жила зонального строения. Омчакское месторождение, обр. 16.3.3. Уменьш. 1,5; **Б** - окварцованный и сульфидизированный диамиктит, атканская свита, Наталкинское месторождение; **В, Г** - сульфидно-кварцевые прожилки в диамиктитах атканской свиты, Наталкинское месторождение, обр. 10.3.2; **Д** - кварцевые прожилки в метатерригенных породах, Наталкинское месторождение, обр. 10.30.1; **Е** - кристаллы пирита в пострудном кальците, Наталкинское месторождение, обр. 10.7.1

Т а б л и ц а V

А - арсенопирит-карбонат-кварцевый прожилок, пересекающий послойный пирит в измененных алевролитах, рудная зона 3, обр. 2597/В-86; **Б** - алевролиты с сетчатым карбонатно-кварцевым прожилкованием пересекаются окварцованной и сульфидизированной зоной дробления, рудная зона «Участковая», обр. 2642/В-86; **В** - кварцевые (белое) и сульфидно-кварцевые (черное) прожилки в карбонатизированной и сульфидизированной дайке, рудная зона «Участковая», обр. 2606/В-86; **Г** - субпараллельные кварцевые прожилки в сульфидизированном диамиктите, рудная зона 33, обр. 2668/В-86; **Д** - субпараллельные кварцевые прожилки в алевролитах, рудная зона 6-25; **Е** - сульфидно-кварцевая жила брекчиевого строения, рудная зона 3, обр. 501/Ш-86

Т а б л и ц а VI

А - арсенопирит-кварцевые прожилки (белое), пересекающие алевролиты (черное) и измененную дайку (светло-серое), рудная зона «Участковая», обр. 2647/В-86; **Б** - пересечение кварцевого прожилка тонкими арсенопирит-кварцевыми прожилками, рудная зона «Участковая»; **В** - кварцевая жила пересекает окварцованную и брекчированную осадочную породу, Павликовское месторождение, обр. 17.1.9; **Г** - многостадийная брекчия, обломки которой представлены более ранними брекчиевидными образованиями, Наталкинское месторождение

Т а б л и ц а VII

А - рассеянная вкрапленность кубических кристаллов пирита и их агрегатов в алевролитах пионерской свиты за пределами месторождения; **Б** - стяжения и микропрожилки метаморфогенного пирита, приуроченные к более крупнозернистым прослоям терригенных пород; **В** - зональное строение метакристаллов пирита из метатерригенных пород за пределами месторождения, полированный шлиф; **Г** - метакристалл пирита с реликтовой полосчатостью, отражающей слоистость осадочных пород, полированный шлиф

Т а б л и ц а VIII

А - рассеянная вкрапленность метаморфогенного пирита в алевролитах, рассеянных кварцевыми прожилками. Пирит начинает замещаться арсенопиритом. Рудная зона 3, обр. 2597/В-86; **Б** - увеличенный фрагмент предыдущей фотографии, оторочки арсенопирита вокруг пирита. Увел. 60. Полированный шлиф; **В** - зональный арсенопирит с включениями самородного золота в дефектах кристалла. Травление HNO_3 , Увел. 80. Полированный шлиф; **Г** - включение самородного золота в центральной части кристалла арсенопирита. Травление HNO_3 , Увел. 80. Полированный шлиф; **Д** - локализация самородного золота и галенита по микротрещинкам в арсенопирите. Увел. 120. Полированный шлиф; **Е** - катаклазированный арсенопирит цементируется поздним пиритом. Увел. 80. Полированный шлиф

Т а б л и ц а IX

А - включение кристалла кобальтина в халькопирите. Увел.1000. Полированный шлиф. Обр. 1-1-7 в обратнорассеянных электронах; **Б** - фаза сложного Co-Fe-Ni-As-S- состава. Увел. 1500. Полированный шлиф. Обр. 1-1-7; **В** - герсдорфит (светлый) с краю зерна халькопирита. Увел. 1000. Полированный шлиф. Обр. 1-1-7; **Г** - апатит в агрегате пирита. Увел. 260. Полированный шлиф. Обр. 1-1-7

Т а б л и ц а X

А, Б - катаклазированный арсенопирит цементируется самородным золотом. На фотографиях видно различное соотношение обломков и цемента. Обр. 2372/В-86. Увел. 100. Полированный шлиф; **В** - заливообразные сростания золота и арсенопирита. Золото также развивается по микротрещинкам в арсенопирите. Увел. 100. Полированный шлиф; **Г** - золото и галенит цементируют идиоморфные кристаллы арсенопирита. Увел. 100. Полированный шлиф; **Д** - арсенопирит пересекается прожилком халькопирита (темно-серое), который в свою очередь рассеен агрегатом золота и тетраэдрита. Увел. 100. Полированный шлиф; **Е** - золото идиоморфнозернистого внутреннего строения (травление $\text{HNO}_3 + \text{CrO}_3$) цементирует идиоморфные кристаллы арсенопирита. Увел. 100. Полированный шлиф

Т а б л и ц а XI

А - характер сростаний галенита с золотом. Обр. 10.15.3. Увел. 100. Полированный шлиф; **Б** - кайма самородного золота вокруг выделения арсенопирита. Полированный шлиф; **В** - сростание арсенопирита с шеелитом. Полированный шлиф; **Г** - замещение галенита буланжеритом. Обр. 2662/В-86. Увел. 70. Полированный шлиф; **Д, Е** - внутреннее строение самородного золота (травление $\text{HNO}_3 + \text{CrO}_3$). Полированный шлиф

Т а б л и ц а XII

А - сростание арсенопирита и тетраэдрита в обратнорассеянных электронах. Обр. 1-1-11. Увел. 1500. Полированный шлиф; **Б** - то же сростание в характеристическом рентгеновском излучении Ag; **В** - последовательное образование галенита (центр), бурнонита (следующая черная зона) и буланжерита (серая внешняя зона), фотография в обратнорассеянных электронах. Обр. 2662/В-86. Увел. 200. Полированный шлиф; **Г** - агрегат куларита в осадочной породе в обратнорассеянных электронах. Обр. 1-1-11. Увел. 720. Полированный шлиф; **Д** - включения монацита в арсенопирите в характеристическом рентгеновском излучении Ce+La. Обр. 1-1-11. Увел.600. Полированный шлиф; **Е** - то же в обратнорассеянных электронах

Т а б л и ц а XIII

А - агрегат идиоморфных кристаллов арсенопирита. Фотография на сканирующем микроскопе предварительно протравленных концентрированной плавиковой кислотой сростков; **Б** - сростание идиоморфных кристаллов арсенопирита с самородным золотом. Фотография на сканирующем микроскопе предварительно протравленных концентрированной плавиковой кислотой агрегатов; **В** - сростание идиоморфных кристаллов галенита с самородным золотом и арсенопиритом. Фотография на сканирующем микроскопе предварительно протравленных концентрированной плавиковой кислотой агрегатов; **Г** - интерстициальное выделение самородного золота. Фотография на сканирующем микроскопе предварительно протравленных концентрированной плавиковой кислотой минералов

Т а б л и ц а XIV

А - общий вид сростания кристаллов арсенопирита, сцементированных самородным золотом (сканирующий микроскоп, протравлено HF). Юго-восточный фланг месторождения. Обр. 2625/В-86. Увел. 220; **Б, В** - фрагменты предыдущей фотографии с увел. 800 и 1100; **Г** - интерстициальное обособление самородного золота (сканирующий микроскоп, протравлено HF). Рудная зона 8-23, горизонт 650. Обр. 2600/В-86. Увел. 350; **Д** - фрагмент фото Г. Увел. 1200; **Е** - фрагмент фото Д. Увел. 6000

Т а б л и ц а XV

А - выделение самородного золота. Общий вид (сканирующий микроскоп, протравлено HF). Обр. 2625/В-86. Увел. 220; **Б** - фрагмент фото А. Увел. 1700; **В** - фрагмент фото Б. Увел. 5000; **Г** - самородное золото. Общий вид (сканирующий микроскоп, протравлено HF). Обр. 2625/В-86. Увел. 220; **Д** - фрагмент фото Г. Увел. 1300; **Е** - фрагмент фото Д. Увел. 4000

Т а б л и ц а XVI

А - самородное золото с отпечатками кристаллов кварца (сканирующий микроскоп, протравлено HF). Обр. 2720/В-86. Увел. 300; **Б** - фрагмент фото А. Увел. 600; **В** - фрагмент фото Б. Увел. 2200; **Г** - самородное золото (сканирующий микроскоп, протравлено HF). Обр.653/Ш-86. Увел. 800; **Д, Е** - фрагменты фото Г. Увел. 10 000

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (В. И. Гончаров)	5
Глава 1. Геологическая позиция Наталкинского месторождения в региональных структурах (В. Г. Шахтыров, В. И. Гончаров, В. А. Сидоров, С. В. Ворошин, Н. А. Горячев)	9
1.1. Положение Омчакского рудно-россыпного узла в структурах Аян-Юряхского антиклинория	9
1.2. Стратиграфия и литология осадочных образований	14
1.3. Магматические образования центральной части Аян-Юряхского антиклинория	16
1.4. Особенности метаморфизма осадочных пород	26
1.5. Особенности размещения и формационные свойства золоторудных месторождений	28
Глава 2. Геологическое строение Наталкинского месторождения. Особенности размещения и формы проявления оруденения на площади узла (В. И. Гончаров, С. В. Ворошин, В. А. Сидоров, В. Г. Шахтыров, В. В. Гаштольд, С. В. Межов)	31
2.1. Наталкинское месторождение	31
2.1.1. Геолого-структурная позиция рудного поля	31
2.1.2. Литология вмещающих пород	35
2.1.3. Метаморфические и метасоматические изменения осадочных пород	36
2.1.4. Особенности проявления магматизма	38
2.1.5. Геолого-структурные особенности рудного поля	40
2.2. Омчакское и Павликовское месторождения	42
Глава 3. Рудные зоны Наталкинского месторождения (В. И. Гончаров, С. В. Ворошин, В. А. Сидоров, Н. А. Горячев, С. В. Межов, В. В. Гаштольд)	45
3.1. Особенности размещения и формы проявления оруденения	45
3.2. Характеристика основных рудных зон	50
3.3. Строение руд	60
3.4. Распределение золотого оруденения	63
Глава 4. Состав руд (В. И. Гончаров, С. В. Ворошин, Е. Э. Тюкова, В. А. Сидоров, Н. А. Горячев, Т. И. Михалицына, И. С. Литвиненко)	67
4.1. Минералогия золоторудных месторождений Омчакского узла	67
4.2. Минеральные ассоциации	92
4.3. Элементы-примеси в рудах Наталкинского месторождения	97
4.4. О зональности минералоотложения	98
4.5. Околорудные изменения вмещающих пород	100
Глава 5. Геохимия Наталкинского месторождения и особенности проявления геохимических аномалий (В. А. Приставко, В. А. Сидоров, В. И. Гончаров)	108
5.1. Методика геохимических исследований	108
5.2. Геохимическая зональность Омчакского рудного узла	110
5.3. Геохимия Наталкинского рудного поля	120
5.4. Классификация геохимических типов руд и эндогенных ореолов	123
5.5. Оценка геохимических ресурсов золота Наталкинского месторождения	125
5.6. Элементы платиновой группы и геохимические особенности их проявления	131
Глава 6. Геохимия стабильных изотопов руд и вмещающих пород Наталкинского месторождения (В. И. Гончаров, С. В. Ворошин, Е. Э. Тюкова, В. А. Чиненов)	137
Глава 7. Физико-химические условия формирования Наталкинского месторождения (В. И. Гончаров)	162
Глава 8. Россыпные месторождения Омчакского рудного узла (И. С. Литвиненко)	179
8.1. Основные черты строения речных долин	179
8.2. Особенности размещения россыпей	180
8.3. Продуктивность, масштабы развития и строение россыпей	181
8.4. Условия образования россыпей и их связь с коренными источниками	194
Глава 9. Геолого-генетические модели формирования золоторудных месторождений Яно-Колымской складчатой системы и Омчакского рудно-россыпного узла (В. И. Гончаров, А. А. Сидоров, С. В. Ворошин)	197
Заключение (В. И. Гончаров)	222
Литература	223
Фототаблицы	230

TABLE OF CONTENTS

Introduction (V. I. Goncharov).....	5
Chapter 1. Geologic setting of the Natalka Gold Lode Deposit in region-wide structures (V. G. Shakhtyrov, V. I. Goncharov, V. A. Sidorov, S. V. Voroshin, N. A. Goryachev).....	9
1.1. The Omchak lode-placer district in the Ayan-Yuryak Anticlinorium structures.....	9
1.2. Stratigraphy and lithology of sedimentary sequences.....	14
1.3. Magmatic sequences in the central Ayan-Yuryak Anticlinorium.....	16
1.4. Metamorphism of sedimentary rocks.....	26
1.5. Distribution and rock formation characteristics of gold lode deposits.....	28
Chapter 2. Geologic structure of the Natalka Gold Lode Deposit. Mineralization occurrences throughout the area (V. I. Goncharov, S. V. Voroshin, V. A. Sidorov, V. G. Shakhtyrov, V. V. Gashtold, S. V. Mezhov).....	31
2.1. The Natalka Gold Lode Deposit.....	31
2.1.1. Geologic structure of the ore field.....	31
2.1.2. Lithology of host rocks.....	35
2.1.3. Metamorphic and metasomatic alterations of sedimentary rocks.....	36
2.1.4. Magmatism.....	38
2.1.5. Geologic and structural characteristics of the ore field.....	40
2.2. The Omchak and Pavlik Deposits.....	42
Chapter 3. Ore zones of the Natalka Gold Lode Deposit (V. I. Goncharov, S. V. Voroshin, V. A. Sidorov, N. A. Goryachev, S. V. Mezhov, V. V. Gashtold).....	45
3.1. Mineralization occurrences.....	45
3.2. Description of main mineral zones.....	50
3.3. Ore structures.....	60
3.4. Distribution of gold mineralization.....	63
Chapter 4. Ore composition (V. I. Goncharov, S. V. Voroshin, E. E. Tyukova, V. A. Sidorov, N. A. Goryachev, T. I. Mikhailitsyna, I. S. Litvinenko).....	67
4.1. Mineralogy of gold lodes in the Omchak Mineral Area.....	67
4.2. Mineral assemblages.....	92
4.3. Mineral admixtures in ores of the Natalka Deposit.....	97
4.4. Mineral zones.....	98
4.5. Wall-rock alterations.....	100
Chapter 5. Geochemistry of the Natalka Gold Lode Deposit and its geochemical anomalies (V. A. Pristavko, V. A. Sidorov, V. I. Goncharov).....	108
5.1. Geochemical methods.....	108
5.2. Geochemical zones of the Omchak Mineral Area.....	110
5.3. Geochemistry of the Natalka ore field.....	120
5.4. Classification of geochemical ore types and endogenic halos.....	123
5.5. Assessed geochemical resources of gold from the Natalka Deposit.....	125
5.6. Platinum group elements and their geochemistry.....	131
Chapter 6. Geochemistry of stable ore isotopes and host rocks of the Natalka Gold Lode Deposit (V. I. Goncharov, S. V. Voroshin, E. E. Tyukova, V. A. Chinenov).....	137
Chapter 7. Physicochemical formation conditions of the Natalka Gold Lode Deposit (V. I. Goncharov).....	162
Chapter 8. Placer deposits of the Omchak Mineral Area (I. S. Litvinenko).....	179
8.1. Basic structures of river valleys.....	179
8.2. Placer occurrences.....	180
8.3. Placer resources, development and structures.....	181
8.4. Placers formation and their relationship to lode sources.....	194
Chapter 9. Geologic-genetic formation models of gold lodes of the Yana-Kolyma Folded Area and Omchak Lode-Placer Area (V. I. Goncharov, A. A. Sidorov, S. V. Voroshin).....	197
Conclusion (V. I. Goncharov).....	222
References.....	223
Tables.....	230

Научное издание

Владислав Иванович Гончаров
Сергей Вячеславович Ворошин
Виктор Анатольевич Сидоров

НАТАЛКИНСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Редактор **Т. А. Фокас**
Корректор **К. В. Репичева**
Техн. редактор **Н. Я. Андреева**
Редактор-оформитель компьютерной графики **Н. С. Кашина**
Переводчик **Т. Н. Великода**
Компьютерная верстка - **Г. В. Демина, А. С. Житихин**

Изд. лиц. сер. ИД № 05661 от 22.08.2001 г. Сдано в набор 09.04.02 г. Подписано в печать 27.04.2002 г. Формат 60×84/8.
Уч.-изд. л. 29.98. Усл. п. л. 31.38. Бумага писчая "Люкс". Гарнитура "Таймс". Тираж 500 экз. Заказ 17.
Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН.

685000, Магадан, ул. Портовая, 16.

Отпечатано в Межинститутском полиграфическом отделе СВНЦ ДВО РАН. 685000, Магадан, ул. Портовая, 16.