

Н.А. ШИЛО

УЧЕНИЕ О РОССЫПЯХ



Посвящаю
Санкт-Петербургскому
горному институту
(техническому университету)



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EASTERN BRANCH

TEACHING N. A. Shilo
ON PLACERS DEPOSITS

**The placer-forming
ore associations
and generation theory**



Vladivostok
Dalnauka
2002

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Н. А. Шило **УЧЕНИЕ
О РОССЫПЯХ**

**Теория россыпеобразующих
рудных формаций
и россыпей**



Владивосток
Дальнаука
2002

ШИЛО Н. А. УЧЕНИЕ О РОССЫПЯХ: Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Изд. 2-е, перераб. и доп. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с. ISBN 5-8044-0200-5.

Впервые в мировой литературе на единой концептуальной основе представлен всесторонний, фундаментальный анализ россыпных месторождений различных полезных ископаемых в России и ряде зарубежных стран. Показана сопряженность россыпеобразования с геодинамическими и геохимическими процессами, проявляющимися в зоне взаимодействия трех оболочек планеты – литосферы, гидросферы и атмосферы. Рассмотрена количественная модель россыпеобразования, дана характеристика поведения минералов в экзогенных условиях – их миграция и концентрация на основе предложенной автором константы их гипергенной устойчивости и гидравлической крупности.

Впервые выявлены и всесторонне охарактеризованы специфические черты метаморфогенных, плутоногенных, вулканогенных, плутоногенно-вулканогенных и других месторождений, дано решение некоторых общегеологических, литогенетических проблем и вопросов рудогенеза.

Всесторонне проанализированы условия образования крупнейших россыпных месторождений различных полезных ископаемых, которые иногда, при благоприятных тектоно-геоморфологических условиях, формируются за счет бедных, не имеющих промышленного значения рудных месторождений.

Уникальность работы заключается в том, что автором введены в геологическую науку получившие всеобщее признание новые категории: перигляциальный литогенез, техногенные месторождения, константа гипергенной устойчивости минералов и др.; намечены основы количественной интерпретации различных стадий россыпеобразующего процесса.

Предназначена для геологов, геохимиков, литологов, минералогов, специалистов, изучающих рудные и россыпные месторождения, а также преподавателей, аспирантов и студентов вузов.

Ил. 121, табл. 36, библ. 472.

SHILO N. A. TEACHING ON PLACERS DEPOSITS: The placer-forming ore associations and generation theory. 2nd ed., recasted and supplemented Vladivostok: Dalnauka, 2002. 576 p. ISBN 5-8044-0200-5.

For the first time in the world literature a comprehensive fundamental analysis of placer deposits of various minerals in Russia and in a number of foreign countries is presented on common conceptual basis. The interdependence of placer formation and geodynamic, geochemical processes occurring in the zone of three Earth's covers interaction – lithosphere, hydrosphere and atmosphere – is shown. A quantitative model of placer formation is considered. Mineral behaviour in exogenous conditions, i. e. mineral migration and concentration, is characterized on the basis of the constant of mineral hypergene stability and hydraulic size discovered by the author.

For the first time peculiar features are identified and characterized for metamorphogenic, plutogenic, volcanogenic, plutogenic/volcanogenic and other deposits. Besides, he offered solution for some problems of general geology, lithogenesis and ore genesis.

Comprehensive analysis of the conditions for the formation of largest placer deposits is performed. These deposits, in favourable tectonogeomorphological conditions, may sometimes originate from low-grade ore deposits having no commercial importance.

The originality of the work is in the fact the author introduced in the geological science some new categories which have won universal recognition. They are: periglacial lithogenesis, technogenic deposits, the constant of hypergene stability of minerals and some others. He outlined the fundamentals of quantitative interpretation of different stages of placer-formation process.

The book is addressed to geologists, geochemists, lithologists, mineralogists, and other experts dealing with ore and placer deposits, as well as to professors, undergraduate and graduate students at universities and colleges.

Ill. 121, tabl. 36, bibl. 472.

На авантитуле – скульптурная группа «Похищение Прозерпины богом Плутоном» работы В. И. Демут-Мадиевского. Установлена у здания Санкт-Петербургского горного института.

ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

Появление книги «Учение о россыпях» геологическая общественность многих стран приняла с большой теплотой. Многие даже многопрофильные журналы разных ведомств в России, в частности, опубликовали пространные отзывы, в которых подвергнуты всестороннему анализу достоинства труда, отмечены недостатки. Практически во всех отзывах выход в свет книги рассматривается как значительное событие в геологической жизни страны. Рецензенты и специалисты, изучающие металлогению, минералогию, петрологию, кристаллографию, геохимию, геоморфологию, рудные и россыпные месторождения, отметили полноту и нетрадиционный подход в решении ряда проблем тех групп полезных ископаемых, образование которых так или иначе связано с концентрацией в экзогенных условиях россыпеобразующих минералов за счет разных геологических объектов, выступающих в качестве источников рудного вещества в россыпях.

В некоторых отзывах отмечено неоправданно суженное, с точки зрения рецензентов, название книги, что, по их мнению, не отвечает ее содержанию, значительная часть которого отведена анализу проблем формирования россыпеобразующих формаций — рудных месторождений и рудопроявлений, т. е. коренных источников рудного вещества. Предлагается расширить название книги. Однако эти предложения недостаточно учитывали последовательно развернутую автором грандиозную версификацию динамики процесса трансформации россыпеобразующих рудных формаций и всех геологических объектов, которые могли служить источником рудного вещества, в энергетически напряженной зоне сопряжения литосферы, гидросферы и атмосферы. Конечным итогом этой трансформации являются россыпи, которые должны представляться исследователю двуликим Янусом. Одна сторона их истории обращена в геологическое прошлое, как угодно далеко просиравшееся в космическую историю планеты, другая, в настоящее время изучаемая геологом, — в сформировавшиеся россыпные месторождения полезных ископаемых, зафиксировавшие в вещественном составе, в форме залежей и других особенностях всю предшествовавшую геологическую их историю.

Автор получил большой упрек от читателей в связи со скромным тиражом книги, что недопустимо для издания многопланового труда, в котором с необходимой детальностью освещаются генетически сопряженные друг с другом как рудные, так и россыпные месторождения. Однако тираж, как известно, определялся наличием средств, которыми располагало издательство Академии горных наук, выпустившее книгу в свет, и возможностью его рыночной реализации в связи с крайне низкой покупательной способностью

геологов, влачащих в реформенных условиях нищенское существование. Больше того, из переписки с библиотеками выяснилось, что не каждая из них была способна купить даже десяток книг для своих читателей. В такие библиотеки книги рассылались за авторский счет.

При подготовке второго издания мною произведена перекомпоновка материала, что, как кажется, придало большую логичность анализу развития россыпеобразующего процесса, при этом не нарушено прежнее содержание книги. Сделаны уточнения в некоторых разделах, устранены обнаруженные ошибки.

Во второе издание введен новый раздел «Дайковый магматизм и россыпеобразующие рудные системы». Причем вся проблема рассмотрена с позиций, с которых она еще не анализировалась. Предлагая читателю новую интерпретацию отчасти уже известного материала, полагаю, что он не должен восприниматься как законченное решение вопроса. Напротив, это только новая постановка старой, но имеющей исключительно важное значение проблемы в геологии рудных и россыпных месторождений; для ее решения современная геология обладает значительно большими возможностями, чем это было, скажем, 50 лет тому назад.

При подготовке монографии ко второму изданию еще раз подверглись анализу проблема генетической связи россыпеобразующих рудных формаций и россыпей, эндогенные и экзогенные режимы, обуславливающие формирование уникальных россыпных месторождений различных полезных ископаемых, и др. Он показал равновеликое значение в образовании россыпей роли внутренних литосферных и внешних экзогенных процессов и, пожалуй, даже определяющую роль первых. Однако «Учение о россыпях» — это не только название книги, а научное направление, в основе которого лежат многие дисциплины геологии, а также некоторые разделы химии, механики, математического анализа и др. Использование достижений этих наук определяет цельность данного научного направления, включающего теорию эндогенного и экзогенного рудогенеза. Поэтому автор счел необходимым оставить прежнее название книги — «Учение о россыпях», с подзаголовком, раскрывающим его содержание, а именно: «Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей».

В заключение я хочу выразить благодарность руководству Дальневосточного отделения РАН, взявшему на себя труд по выпуску в свет второго издания «Учения о россыпях».

ПРЕДИСЛОВИЕ К ПЕРВОМУ ИЗДАНИЮ

Геология россыпных месторождений как самостоятельная дисциплина зарождалась в процессе поисков, разведки и добычи благородных металлов (прежде всего золота и платины) и драгоценных камней (главным образом алмазов). Начало добычи золота из россыпей своими корнями уходит в дохристианский период. Предметы быта и украшения изготавливались во многих центрах цивилизаций античного мира. Такие изделия найдены при археологических исследованиях Хараллпской, Бактрийской, Тигро-Евфратской, Греческой, Египетской, Этрасской, Северо-Кавказской и Финикийской древних культур. Начало научному оформлению этой дисциплины положил Ю. А. Билибин, написавший книгу «Основы геологии россыпей», которую он считал «первой попыткой определить объем и содержание той отрасли геологических знаний, которая могла бы быть выделена под названием учения о россыпях».

Начало моей причастности к решению этой проблемы я отношу к 1937 г. (еще до выхода в свет книги «Основы геологии россыпей»), когда мною были получены первые результаты опробования отложений долин бассейна р. Хатыннах. Они не подтвердили отрицательной оценки в отношении возможного здесь открытия богатых золотоносных россыпей, сделанной на основании поисковых данных, полученных до меня по этой речной системе. С тех пор прошло более шестидесяти лет, и этот отрезок моего жизненного пути был отдан изучению россыпных месторождений различных полезных ископаемых многих стран мира. Среди регионов, где мною проводились исследования россыпей, особое место занимала северо-восточная Азия — громадная металлогеническая провинция, включающая уникальную планетарного масштаба структуру — Яно-Колымский золотоносный пояс. Из его россыпей, и отчасти коренных месторождений, добыто более 3,5 тыс. т золота. Результаты изучения данной структуры описаны как автором, так и другими исследователями во многих работах, среди которых особое место занимает моя монография «Россыпи Яно-Колымского золотоносного пояса» (1963 г.). Именно в этой работе незримо присутствует идея выделения из отраслей геологических знаний учения о россыпях, которая в предлагаемой читателю книге приобрела все контуры, очерчивающие круг разработанных проблем в этой области. Правда, ее созданию предшествовали два издания монографии автора «Основы учения о россыпях» (1-е в 1981 г. под ред. акад. А. В. Сидоренко; 2-е, дополненное, под ред. акад. В. И. Смирнова), удостоенной Диплома и премии им. В. А. Обручева АН СССР, а также другие многочисленные публикации.

Масштабы изучения россыпей с конца первой половины XX столетия, как известно, росли по мере вовлечения в промышленный оборот месторож-

дений редких металлов и минералов, направлявшихся для использования в технических производствах в своем естественном виде. Таким образом, постоянно возрастающая потребность в минералах стимулировала исследования россыпей. В связи с этим начиная с конца 50-х гг. по данным проблемам регулярно проводились Всесоюзные и Международные совещания, организация которых осуществлялась секцией россыпей Научного совета по рудообразованию АН СССР и РАН. Публиковавшиеся материалы этих совещаний явились бесценной основой для создания учения о россыпях. Их авторов невозможно перечислить, поэтому в данном предисловии и в канун третьего тысячелетия христианского летоисчисления обращаюсь со словами благодарности ко всем, кто принимал активное участие в этих форумах и тем самым способствовал созданию учения о россыпях. Автор также благодарен судьбе за встречу его с Ю. А. Билибиным, сделавшим, как уже отмечалось, заявку на выделение учения о россыпях в самостоятельную отрасль геологических знаний, как нового научного направления, для материализации которого потребовалось более шестидесяти лет труда ученых России и других стран. Мне неоднократно приходилось обсуждать с Ю. А. Билибиным пути решения проблем, получивших освещение в предлагаемой книге. Мы вместе работали, в частности в бассейнах рек Хатыннах и Малый Ат-Юрях. Результаты изучения уникальных россыпей этих речных систем позволили существенно трансформировать монографию «Основы геологии россыпей» в «Учение о россыпях», соединительным звеном между ними, как мне представляется, была книга «Основы учения о россыпях».

Опубликование данной книги стало возможным благодаря организационной и финансовой поддержке Российской академии наук и лично президента академика Ю. С. Осипова, Всероссийского института научной и технической информации, АО Фирмы ВПТИагропром, Оргкомитета Международного совещания «Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетия», ОАО «Архангельскгеолдобыча» и президента Академии горных наук, член-корр. РАН Ю. Н. Малышева, которым автор выражает глубокую признательность.

ВВЕДЕНИЕ

Учение о россыпях зримые контуры стало приобретать в XX в. в связи с вводом в промышленный оборот сложных россыпных месторождений широкого спектра полезных ископаемых, что и привело к необходимости решения разномасштабных проблем множества дисциплин геологической науки. Его основы как самостоятельного научного направления закладывались в ряде трудов автора, опубликованных во второй половине истекшего столетия.

Исследования россыпных месторождений в разных странах мира, а также широта материала, обсуждавшегося на представительных совещаниях, в которых непосредственное участие принимал и автор, предопределили обобщающий характер интерпретации процессов и явлений, связанных с россыпеобразованием, а также вытекавших из этого выводов. И несмотря на то, что основу в формировании учения о россыпях как самостоятельного научного направления геологических знаний составляли материалы исследований месторождений благородных металлов, прежде всего золота, правомерность делавшихся при их изучении выводов оказывалась вполне корректной и для всех других рудных минералов, встречающихся в промышленных концентрациях в рыхлом покрове планеты. Изучение золотоносных россыпей или месторождений с минералами, близкими по физико-химическим свойствам к золоту, и полученные при этом данные экспериментов и исследований в полевых условиях часто служили основой для теоретических построений и создания общих моделей россыпеобразующего процесса. К сожалению, в течение длительного времени во многих работах абсолютизировались отдельные звенья или стадии этого процесса, что служило существенным тормозом к пониманию его универсальности.

Добываемые из россыпей минералы значительно отличаются друг от друга кристаллохимическими и физическими свойствами, разнообразием геологических особенностей строения их месторождений. Многие геологические черты россыпных месторождений обуславливаются приуроченностью коренных рудных источников или к стабильным участкам земной коры, в качестве которых выступают древние платформы, или к интенсивно воздымающимся мобильным структурам, выраженным на поверхности величественными горными поясами. Именно поэтому рассматриваемые в книге проблемы основываются на результатах исследований практически всех россыпеобразующих минералов месторождений, развитых как в пределах металлогенических провинций платформенных структур, так и в тектонически активных подвижных зонах земной коры. Эти планетарные структуры выступают в качестве матриц, нормирующих закономерности размещения полезных ископаемых вообще и россыпных месторождений в частности.

Россыпеобразующий процесс существенно усложняется тектоно-геоморфологической и физико-географической обстановками, детерминирующими режимы развития континентального литогенеза, флювиальную деятельность, характер террасогенеза, концентрацию рудного вещества. Однако в результирующей россыпеобразования в качестве определяющего фактора часто выступают разнообразие структурные особенности коренных источников соответствующих рудных провинций. Поэтому понимание данного процесса опирается прежде всего на всесторонний анализ региональной рудоносности, её полицикличности, геохимическую специфику минералообразующих систем, парагенезис рудных комплексов, соотношение оруденения и магматизма и др.

Поскольку россыпные месторождения различных полезных ископаемых являются функцией множества пространственно-временных геологических явлений, то только исследования всей их совокупности позволили более или менее полно очертить контуры схемы, правомерно претендующей на универсальность россыпеобразующего процесса, и в этом смысле излагаемый в книге материал является, по существу, надежной основой созданного учения о россыпях всех минералов, дающих промышленные концентрации в рыхлом покрове Земли.

Учение о россыпях, как, впрочем, и теоретическая геология, подобно любой иной области естествознания на современном уровне развития науки основывается на раскрытии причинно-следственных и пространственно-временных связей геологических процессов и явлений, установлении их множественности, интерпретации параметров ее каждой компоненты, а также изучении основ энергетики и динамики развития этих процессов. Однако реальное создание такой концепции, как нетрудно понять, опирается на всесторонний анализ условий формирования россыпных месторождений, корректно проведенный с учетом законов физики твердого тела, гидродинамики, использованием методов количественной оценки физико-химических свойств минералов и среды их концентрации. На этой основе изучение отдельных звеньев (выветривания, десилицификации, режимов взаимодействия минералов со средой и т. д.), а также в целом различных вариантов россыпеобразования приближает к созданию его модели. Все это и явилось теоретической базой учения о россыпях.

В россыпеобразовании количественная и качественная роли рудных формаций просматриваются в систематике коренных источников золота, элементов платиновой группы, касситерита, титаносодержащих минералов, циркония и редкоземельных элементов, алмазов. Все рудные месторождения и рудопроявления в эндогенную историю своего развития приобретают признаки россыпеобразующих или нероссыпеобразующих формаций. Изучение их особенностей открыло путь для решения сложных вопросов, связанных с оценкой перспектив различных структур земной коры: по россыпям — их промышленной рудоносности, по рудным комплексам — россыпного потенциала.

Наиболее сложная из обсуждаемых в книге проблем — возраст россыпей. В это понятие нередко вкладывается разный смысл. Возможно, поэтому она оказалась далеко не достаточно разработанной для многих отделов геологических систем. Из-за отсутствия биостратиграфической основы изучения кон-

тинентального покрова Земли, и особенно значимого для этих целей периода — от верхней юры и до голоцена, усложнялась трансформация пространственных и объемных соотношений во времени при корреляции разрезов продуктивных слоев или россыпей в целом. Такая корреляция затруднялась в силу присущей этим отложениям неустойчивой полифаціальности и множественности их стратиграфических признаков. По этой причине при анализе возрастных соотношений продуктивных толщ россыпных месторождений всех полезных ископаемых намечены только общие позиции, которые делают возможным изучение динамики развития россыпеобразования, от эпохи к эпохе качественно изменявшегося.

Так как с этапностью континентального осадкообразования и сопряженного с ним развития ландшафтов функционально связан общий фон, на котором проявляются процессы формирования россыпных месторождений, то в связи с этим уместно обратить внимание на слабую изученность ранней истории нашей планеты, относящейся к первой половине всего времени её развития. Представления о примитивном строении земной коры на этом этапе не отвергают, а напротив, предполагают существование уже в то время двух активных в динамике россыпеобразования оболочек Земли: гидро- и атмосферы. Появление указанных сфер планеты, вступивших во взаимодействие с внешней зоной земной коры, рассматривается в качестве фактора, по которому было определено, возможно, доархейское начало экзогенной переработки поверхности планеты, несомненно сопровождавшееся формированием кластогенных толщ и россыпей. Закономерности их пространственного размещения, конечно же, существенно деформированы последующей деструкцией материковых структур, в пределах которых происходило развитие континентального литогенеза.

Широко распространенные на всех континентах дофанерозойские структуры и связанные с ними металлогенические провинции, для которых характерны полигенные и полихронные рудные комплексы, заставляют усилить внимание к проблеме открытия древних метаморфизованных и метаморфогенных россыпей различных полезных ископаемых. К сожалению, в предлагаемой читателю книге она не получила должной проработки, хотя, как представляется, её теоретическая основа освещена достаточно полно.

Есть также уверенность в том, что отдельные вопросы, на окончательное решение которых автор не претендует, найдут разрешение в работах многих геологов, продолжающих изучать россыпи.

В качестве итога анализа проблем, представляющих матрицу для создания учения о россыпях, в последнем разделе книги предложена схема, в соответствии с которой может осуществляться количественная интерпретация отдельных стадий россыпеобразующего процесса. Однако автор полагает, что это лишь пунктирная линия пути, по которому в будущем должно совершенствоваться это направление науки о полезных ископаемых.

При подготовке данной книги возникали определенные вопросы. Отвечает ли её издание интересам мирового сообщества к данному типу месторождений? Сохраняется ли необходимость в дальнейших научных разработках отдельных проблем, решение которых должно способствовать усовершенствованию этого направления геологических знаний? Положительный ответ на

них лежит во все возрастающей актуальности эксплуатации россыпных месторождений, которые в значительной степени определяют развитие современного научно-технического прогресса.

В XX в. в связи с бурным ростом атомной и ядерной энергетики, ракетостроения, авиации, химической и радиотехнической промышленности, точного приборостроения, лазерной техники, оптоволоконной связи, т. е. таких отраслей, развитие которых тесно связано с использованием россыпеобразующих минералов или металлов, особенно резко возросло значение россыпей широкого спектра полезных ископаемых. К концу XX столетия россыпи оказались основным источником получения титана, циркония, олова, золота, алмазов, граната, некоторых минералов кварца, янтаря; из них добывается значительное количество элементов платиновой группы, отчасти серебро, вольфрам, железо, ниобий, тантал, иттрий, эрбий, церий, лантан, празеодим, неодим, торий, шпинель благородная, фенакит, отчасти уран и бериллий, а также многие другие редкие и рассеянные элементы и минералы. Широко известны гигантские титаномагнетитовые россыпи, разрабатываемые во многих странах мира (Индонезии, Малайзии, Таиланде, Нигерии, Бразилии и др.), оловянные месторождения Малайского архипелага, золотоносная провинция в Южной Африке, ильменит-цирконовые россыпи на Украине, янтарные прибрежно-морские отложения в Прибалтике, Франции и т. д.

О значении подобного типа месторождений красноречиво свидетельствуют опубликованные в различное время цифры, по всей вероятности, все-таки неполно отражающие масштабы добычи полезных ископаемых из россыпей.

К концу XX столетия за счет разработки этих месторождений в мире производилось (в %): циркония — более 95, титана — 70, ниобия — 70, олова — более 50, золота — 50 (вместе с конгломератами ЮАР), алмазов — около 20, тантала — более 10. В последние годы существования Советского Союза из россыпей в стране добывалось (в %): титана — 95, циркония — 65, золота — более 45, олова — 25, а также значительная часть алмазов, вольфрама, платиноидов, весь янтарь и некоторые другие полезные ископаемые. В обозримом будущем число элементов, извлекаемых из россыпных месторождений, несомненно станет еще больше, так как при стремительном и устойчивом росте потребления минерального сырья его коренные источники истощаются быстрее, чем предполагалось.

Несмотря на существенную роль в современном общественном производстве названных элементов и минералов, их добыча из коренных месторождений часто бывает невыгодна из-за большой энергоемкости переработки рудного сырья. Разработка этих месторождений, сопровождающаяся вскрытием и концентрацией минералов на промышленных установках, сопряжена со сложными технологическими процессами, требующими применения уникальных машин и аппаратов, дорогостоящих реагентов, нередко загрязняющих и даже отравляющих окружающую среду. Россыпи же, образовавшиеся в ходе эволюции континентального литогенеза, когда вскрытие и естественная концентрация рудного вещества происходили в течение длительного времени, лишены подобных недостатков, поэтому они становятся важнейшими объектами для добычи различных полезных ископаемых. В значительной

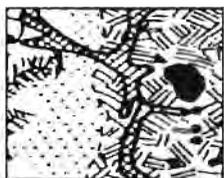
степени этому способствует и сравнительно малая энергоемкость эксплуатации россыпей, в то время как переработка руд из коренных месторождений на обогатительных фабриках, как правило, сопряжена с большими производственными издержками. Например, извлечение золота из руд экономически выгодно лишь при содержании металла не ниже 0,001%, в то же время золотоносные россыпи нередко эксплуатируются при содержании золота $(6-10) \cdot 10^{-6}\%$. Оловоносные руды выгодно обрабатывать при содержании олова 0,3–0,5%, однако россыпи касситерита часто с большим экономическим эффектом эксплуатируются даже при содержании олова в песках 0,02–0,03%. Наконец, промышленное значение россыпных месторождений зависит в какой-то степени от возможности применять мощную и разнообразную производительную технику, сокращающую издержки производства и капитальные вложения.

Резко расширилась в настоящее время география промышленной эксплуатации россыпей. Полезные ископаемые теперь из них добывают практически от экватора и пустынь жаркого (аридного) пояса до арктических территорий — перигляциальной зоны планеты, где развита мощная вечная мерзлота. Россыпные месторождения разрабатываются, кроме Антарктиды и островов Арктики, на всех континентах: в Европе, Азии, Африке, Южной и Северной Америке, Австралии, а также на островах Тихого, Атлантического и Индийского океанов.

К сожалению, до сих пор практически нигде не получают полезных компонентов при переработке рыхлого материала во время сооружения плотин, искусственных водохранилищ, оросительных систем и водоемов, когда перемиываются миллиарды кубометров породы. В рыхлых отложениях, направляемых на строительство, часто содержится целый комплекс ценных минералов и металлов, попутное извлечение которых повышает эффективность горного производства.

Оценивая возрастающую роль металлов и минералов, добываемых из россыпных месторождений, следует отметить, что фактически во всех странах в промышленный оборот вовлекаются все новые и новые типы россыпей, которые раньше не относились к промышленным объектам (литоральные, элювиальные и т. д.).

Таким образом, важнейшие геологическое и минерально-сырьевое значения россыпных месторождений создают необходимые предпосылки для развития той отрасли геологических знаний, которая в данной книге представляется как учение о россыпях. Достаточно четко определившиеся контуры этого направления геологических знаний позволяют говорить о новом вкладе в фундаментальную науку, в данном случае сделанном учеными сформировавшейся в России уникальной школы, активная деятельность которой не угасает, несмотря на деструктивные общественные процессы, охватившие в конце XX в. множество стран мира.



I РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И МИНЕРАЛЫ

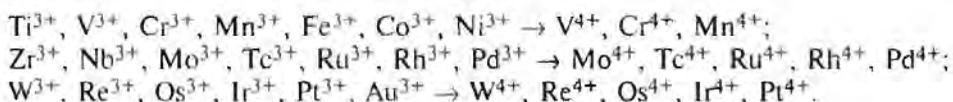
1. ПРИРОДА РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И МИНЕРАЛОВ

Россыпи различных полезных ископаемых, связанные с теми или иными металлогеническими провинциями, характеризуются определенной позицией в структурных комплексах со сложной тектонической и магматической историей развития. Эти комплексы, если они даже отличаются полихронностью и полигенностью, четко профилируются рудными ассоциациями, нередко с ясно выраженными пространственно-временными генетическими связями с сериями ультраосновных, основных, кислых или щелочных пород в различных фациях. В любом геохронологическом срезе провинции обладают набором ассоциативных коренных месторождений или рудопоявлений иногда с рассеянной минерализацией, которым часто свойственны парагенезисы рудных минералов с такими характеристиками, которые позволяют им в ходе гипергенной эволюции накапливаться в рыхлом покрове планеты, образуя разномасштабные с широким спектром полезных ископаемых россыпи. Рудные ассоциации, выступающие в качестве коренных источников таких минералов, мною были названы россыпеобразующими рудными формациями [Шило, 1970в, с. 13]. Минералы с соответствующими физико-химическими свойствами, характеризующимися, как дальше будет показано, константой гипергенной устойчивости – интегральной функцией их структурных особенностей, а также обладающие соответствующими гидравлическими показателями, названы россыпеобразующими.

Коренные источники рудных парагенезисов, в ходе гипергенной истории обеспечивающие образование россыпных месторождений, формируются в длительной, сложно протекающей дифференциации планетарного вещества в эндогенных магматических, метасоматических, гидротермальных или метаморфических минералообразующих системах. Эти системы развиваются при взаимодействии химических элементов или их соединений друг с другом. В рудо- и минералообразующих процессах химические реакции направлены в соответствии с фундаментальными характеристиками элементов, зависящими от заряда ядра и структуры электронных оболочек. Ими определяются кислотно-щелочные свойства элементов, потенциалы ионизации, валентности и др. Например, при прочих равных термодинамических условиях

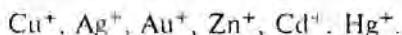
только элементы, с одной стороны, обладающие свойствами жестких кислот и жестких оснований, а с другой – мягких кислот и мягких оснований, дают устойчивые соединения, что и определяет лимитированное в природных условиях количество (~4000) минеральных видов. Именно поэтому можно считать, что основу возникновения россыпеобразующих формаций на самых начальных стадиях их формирования составляет группировка элементов по изовалентному признаку, что и определяет характер минеральных парагенетических ассоциаций. Вероятно, разделение рудного вещества по кислотности можно отнести к одному из ведущих факторов формирования парагенезисов. Данный процесс находится в прямой зависимости от присутствия кремнезема – наиболее кислотного элемента в силикатных системах. На это указывает тот факт, что в насыщенных кремнеземом средах (гранитоидный и липаритовый магматизм) формируются одни ассоциации изовалентных элементов, а в недо- насыщенных им (ультраосновной и базальтоидный магматизм) – другие.

Примером изовалентных группировок могут служить следующие ряды рудогенных элементов в трех- или четырехвалентном состоянии:



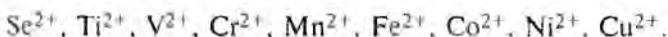
Таким образом, одни и те же элементы в неодинаковом валентном состоянии группируются в различные ассоциации, определяющие устойчивые эндогенные парагенезисы. Они являются весьма характерными для ультраосновного магматизма, в связи с которым формируются россыпеобразующие рудные формации с самородными элементами двух триад платиноидов Ru, Rh, Pd и Os, Ir, Pt. К ним часто присоединяются Fe, Ni, Ti, Cr, V, Cu, иногда Au и даже Ag; Ni, V, Cu и Ag не дают россыпеобразующих минералов.

В изовалентных ассоциациях обнаруживается корреляция рудных элементов, отвечающих минимуму средних потенциалов ионизации, которые группируются в ряд, широко распространенный в полиметаллических месторождениях с золотом,



Однако они никогда не дают рудных россыпеобразующих формаций, и даже присутствующее в этом комплексе самородное золото находится в таких гидравлических формах, которые не способствуют его концентрации в литогенных процессах.

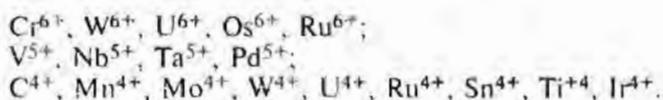
Элементы с максимальными усредненными потенциалами ионизации обычно также не дают россыпеобразующих формаций, хотя в некоторых магматических процессах Ti, Cr, Fe, Mn образуют минералы с физико-химическими свойствами, способствующими их концентрации в гипергенных условиях. Они входят в состав геохимической ассоциации, которая иногда определяет парагенетический комплекс рудных формаций,



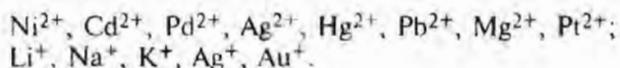
При сравнении двух приведенных рядов можно легко убедиться в том, что первый из них относится к геохимической ассоциации, обычно сопутствующей проявлениям кислого магматизма, тогда как второй профилирует рудогенные парагенезисы ультрабазит-базитовых породных комплексов. Характерно, что в обоих геохимических рядах последовательно нарастают электроотрицательность, поляризационные свойства и сродство к сере относительно сродства к кислороду; в первом случае эту тенденцию завершает ртуть, во втором – медь, со свойственной им халькофильностью.

Нетрудно понять, что разная геохимическая активность элементов, проявляющаяся в процессе формирования россыпеобразующих рудных формаций, детерминирует образование ассоциаций минералов, среди которых ясно очерчиваются три группы: самородные металлы, соединения с кислородом (включая силикаты) и серой. Благородные металлы вместе с оксидами и силикатами составляют главную часть россыпеобразующих минералов, в какой-то мере объясняющуюся тем, что элементы с повышенным сродством к сере при больших давлениях утрачивают его, увеличивая сродство к кислороду. Такая смена сродства элементов объясняется возрастанием плотности кислородных соединений, что согласуется с высокими барическими режимами подобного типа минералообразования. Возможно, поэтому Ru, Rh, Pd и Os, Ir, Pt, а также Au в россыпеобразующих формациях присутствуют преимущественно в самородном виде, образуя устойчивые геохимические ряды, почти не изменяющиеся при переходе из коренных источников в россыпные месторождения.

Максимальное сродство элементов к кислороду нередко оказывается решающим условием при формировании россыпеобразующих рудных формаций, причем оно проявляется даже в различном валентном состоянии элементов. Их примером могут служить следующие три ряда, в которых присутствуют обе триады металлов платиновой группы, а также Cr, W, Nb, Ta, С, Sn, Ti, входящие в состав широкого спектра рудных минералов с гипергенно устойчивыми параметрами:



Этим трем рядам могут быть противопоставлены элементы с минимальным сродством к кислороду:

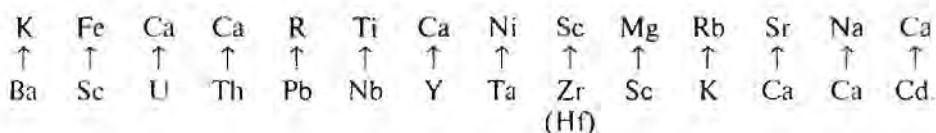


Правда, некоторые из этих элементов присутствуют и в других ассоциациях, что объясняется другим их валентным состоянием. Они, за исключением золота, натрия (золотоносные альбититы или кварц-альбитовые жилы) и отчасти платины, не дают россыпеобразующих формаций.

В семействе россыпеобразующих минералов значительное место принадлежит минеральным фазам, в которых широко развит изоморфизм. Особенно ярко он выражен в рудных формациях с характерными для них сложными

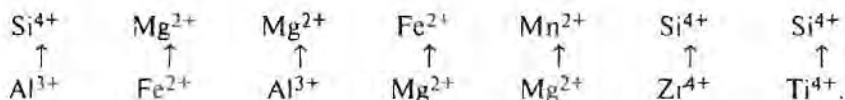
оксидами, силикатами и фосфатами, однако и минералы в элементной форме не лишены этого важного признака, проявляющегося в эндогенных минералообразующих системах. Одним из таких примеров может служить триада золото–серебро–теллур, дающая ряд минеральных видов: кренерит, калаверит, сильванит, петцит, эмпрессит, гессит. В сложных оксидах, в которых широко представлены изоморфные примеси, к таким минералам относятся приорит и циркелит; не лишены этого свойства и силикаты.

Изоморфизм, являющийся важной особенностью россыпеобразующих минералов, усиливает плотность решетки, что делает их устойчивыми в экзогенных условиях и таким образом определяет миграционные свойства, которые обнаруживаются в ходе развития литогенетических процессов на поверхности Земли. В качестве общего порядка изоморфных замещений можно привести следующую ассоциацию элементов:

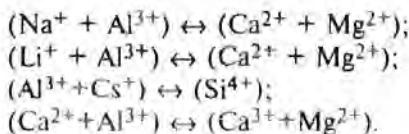


Здесь элементы нижнего замещают элементы верхнего ряда.

Возможен изоморфизм, определяющийся валентным состоянием элементов, в этом случае они группируются в следующие два ряда, где, так же как и в приведенных выше, элементы нижнего изоморфно замещают элементы верхнего:



В некоторых ситуациях эндогенного минералообразования происходит гетеровалентное изоморфное замещение, тогда рудный процесс развивается с участием следующих рядов элементов:



В тетраметре этого комплекса отсутствуют собственно рудогенные металлы, но элементы всех четырех рядов участвуют в структурах широкого спектра россыпеобразующих минералов из семейства силикатов, нередко дающих минеральные виды, весьма устойчивые в гипергенных условиях.

Россыпеобразующие рудные формации включают месторождения и рудопроявления собственно магматического генезиса, а также большую группу гидротермальных образований, разделяющуюся на две ветви: плутоногенную и вулканогенную, метаморфические, метаморфогенные и стратиформные объекты. В последних не всегда однозначно устанавливается генетическая

принадлежность, поскольку они, как правило, отличаются двойственными чертами и проявляют признаки полигенности.

Приведенный выше анализ возникновения элементных ассоциаций по их изовалентному признаку, сродству к кислороду или сере, склонности к изоморфному замещению в лигандах показывает сложность длительного рудообразующего процесса, который зарождается как отдельная ветвь в ходе бифуркации магмагенерирующего очага. В формировании магматических и рудообразующих систем решающая роль принадлежит флюидам. Существует множество моделей их взаимодействия с силикатным расплавом [Никольский, 1987; Стенина, 1998; Иванюк и др., 1996; и др.]. Вероятно, в основе эволюции этих систем лежит анионный комплекс (SiO_4^4) , $(\text{SiO}_3^3)_n$, $(\text{Si}_3\text{O}_4^6)$, $(\text{Si}_4\text{O}_{12}^8)$, $(\text{Si}_6\text{O}_{18}^{12-})$, $(\text{Si}_4\text{O}_{11}^{6-})_n$, $(\text{Si}_2\text{O}_3^{2-})_n$, которому соответствует реакционный ряд минералов: оливин-пироксен амфиболы-слюды. Его рассмотрение показывает, что в ходе кристаллизации расплава происходит повышение окислительного потенциала магматической системы до уровня, когда трехвалентное железо начинает входить в решетку силикатов и выделяется магнетит. Причины роста окислительного потенциала кристаллизующейся системы несомненно обусловлены эволюцией структуры расплава. По-видимому, возрастание его окислительной способности происходит в результате деполимеризации, которая сопровождается расщеплением связей кремний-кислород с заменой их на связи кремний-галоген, кремний-водород, кремний-кремний и т. д.

Можно утверждать, что уже на начальной фазе кристаллизации, характеризующейся массовым зародышеобразованием, происходит окисление определенной доли восстановленных газов H_2 , CH_4 и CO до H_2O и CO_2 , что, по-видимому, и вызывает бифуркацию системы на собственно магматическую и рудную. Последняя развивается как бы в арьергарде первой. Хотя обе они и порождаются общим процессом, но, будучи разделенными по вещественному составу, контрастно отличаются друг от друга. При отсутствии дивергенции возникают собственно магматические месторождения, связанные с ультрабазитами, габброидами (базальтоидами в эффузивной фации), гранитоидами, сиенитами или родственными им по аггаитности породами. Дивергентная же ветвь рудообразующего процесса, развиваясь по законам фракталов или эволюционируя в изменяющихся термобароградиентных режимах, дает широкий спектр гидротермальных, метасоматических или метаморфогенных месторождений, в числе которых формируются и россыпеобразующие рудные формации.

В связи с этим обратим внимание на роль различных химических элементов в формировании россыпеобразующих минералов. В структурах их решеток ведущими являются *d*-элементы (60%), за ними следуют *p*-элементы (20%), затем *s*-элементы (11%), роль *f*-элементов ничтожна, так как на их долю приходится 9% россыпеобразующих минералов. Если же считать, что в образовании почти 1000 минералов участвуют двухвалентные катионы, где *d*- и *s*-элементам принадлежит главная роль при ничтожно малых значениях *p*- и *f*-элементов, то при таком соотношении просматривается трансформация

рудного вещества коренных источников в парагенезисы россыпеобразующих минералов. Минералы, в структурных мотивах которых основу составляют *s*-элементы, в гипергенном процессе оказываются малоустойчивыми, в то время как минералы, образованные *p*-элементами, напротив, отличаются высокой устойчивостью в тех же условиях.

Происходящие в зоне гипергенеза преобразования возникших в эндогенных условиях минералогических рудных ассоциаций в россыпеобразующие парагенезисы представляют собой сложный процесс, развивающийся в зависимости от тектонических, литогенетических, природно-климатических, ландшафтообразующих особенностей и множества других факторов. Гипергенная трансформация эндогенных парагенезисов зависит от геохимического профиля выведенных на поверхность магматических и рудных комплексов, а также от условий отбора рудного вещества в гипергенной зоне, способствующих высвобождению полезных элементов из рудных формаций, миграции и концентрации минералов, иными словами, определяющих образование в поверхностных условиях соответствующих парагенетических ассоциаций, характерных для элювиальных, делювиальных, аллювиальных, прибрежно-морских (литоральных) и субаквальных россыпных месторождений множества полезных ископаемых.

Основываясь на сказанном, можно утверждать, что россыпи являются суммарным проявлением минералами в гипергенной зоне физических и кристаллохимических свойств, которые обуславливают их сохранность в сложных и длительных процессах, иногда развивающихся в течение целых геологических эпох. Благодаря своим физико-химическим характеристикам (повышенной плотности, твердости, химической устойчивости в широком кислотно-щелочном диапазоне и т. д.) россыпеобразующие минералы накапливаются в отложениях, определяя концентрацию рудного вещества на отдельных участках земной поверхности выше кларковых значений. Таким образом, между коренными источниками и россыпями (включая и коры химического выветривания) возникает градиент концентрации. Этот процесс находится в прямой зависимости от континентального литогенеза, в течение которого рудные минералы, освобождаясь от петрогенных ассоциаций, накапливаются в ходе формирования или в корях химического выветривания, или в кластогенных отложениях как во внутриконтинентальных организованных потоках, так и в прибрежных зонах морских, реке озерных, водоемов.

Уникальность россыпеобразования как кластогенного процесса проявляется в его универсальности. Она выражается в том, что соответствующие рудные формации, не всегда имеющие промышленное значение и во многих случаях не представляющие экономически значимые объекты (рудопоявления платины, золота, касситерита, ильменита, циркона и многих других минералов), сопровождаются крупномасштабными по размерам и весьма богатыми по содержанию россыпями. Следовательно, коренные источники и возникающие за их счет россыпи – это не адекватные образования по концентрации рудного вещества, хотя в россыпях сохраняется подобие рудного минерального комплекса. Последнее проявляется в качественных особенностях парагенезисов, которые иногда в экзогенной зоне существенно видоизменяются. Однако в самом общем виде минеральные ассоциации россыпей

наследуют основные особенности парагенезисов эндогенных источников, образующихся при строго лимитированных термодинамических параметрах.

Отмеченная закономерность связи россыпей с коренными источниками совершенно очевидна, хотя она почти всегда затушевана и лишена детальной конкретности, что во многих случаях рассматривается как доказательство её отсутствия. Подобные представления – результат недоучета энергетики процесса концентрации рудного вещества в зоне седиментогенеза, а также устойчивости типоморфных признаков минеральных ассоциаций.

Неадекватность содержаний рудного вещества в рудных формациях и россыпях возникает за счет строго направленной аддитивной его концентрации в последних. Она обуславливается запасами полезного ископаемого в коренных источниках, в которых рудные минералы могут быть рассеяны (вкраплены) в громадных объемах магматических, метаморфических, гидротермальных или осадочных пород. Аддитивность россыпеобразования, протекающего в ходе гипергенного преобразования коренных источников, обладающих всеми признаками россыпеобразующих формаций, всегда находится в прямой зависимости не только от физико-химических характеристик рудных минералов, но и от типа литогенеза.

Таким образом, эндогенная история формирования россыпеобразующих рудных формаций и свойства минералов, содержащихся в них, обуславливают широкий спектр россыпей, которые различаются прежде всего по вещественному составу. Вместе с тем тектоно-геоморфологическое развитие рудных полей в субэпизентальных условиях сопровождается возникновением неодинаковых по происхождению и другим геологическим особенностям россыпей, которые содержат комплекс полезных ископаемых в виде строго фиксированных минеральных парагенезисов, закономерно связанных как с россыпеобразующими формациями, так и со средой осадконакопления.

2. РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Источник рудного вещества для россыпей, как уже отмечалось выше, – россыпеобразующие формации, но накопление в россыпях полезных компонентов происходит лишь при высокой гипергенной устойчивости, особых миграционных свойствах и физических параметрах минералов, которые определяют их концентрацию на одной или нескольких стадиях осадочного процесса. Развитие осадочного процесса сопровождается формированием терригенно-минералогических провинций (в понимании В. П. Батурина). Их образование можно рассматривать как следствие суммарного выравнивания вещественного состава коренных источников россыпей и преобразующихся на поверхности вмещающих толщ или массивов горных пород, сопряженных с этими провинциями. В частности, на рудные парагенезисы нередко накладываются аксессуарные минералы пород, усложняя или видоизменяя их в зависимости от гипергенной устойчивости минералогических ассоциаций.

Устойчивость минералов месторождений или рудопроявлений, являвшихся источником рудного вещества для россыпей, рассматривалась во многих работах отечественных и зарубежных исследователей. Среди них мо-

гут быть названы труды В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, Б. Б. Полынова, А. П. Виноградова, Н. М. Страхова, Н. В. Белова, И. И. Гинзбурга, А. И. Перельмана, В. И. Лебедева, М. И. Глазковской, В. В. Добровольского, В. П. Батурина, Ж. Корбея, Ф. Петгиджона, С. Голдича, Г. Джексона и др. Однако в большинстве работ проблема устойчивости решалась только на пороодообразующих минералах.

К числу наиболее устойчивых пороодообразующих минералов относится кварц, за ним следуют слюды и близкие к ним минералы с двухмерными листовыми структурами, затем амфиболы (с решеткой из двойных цепочек кремнекислородных тетраэдров), далее минералы с кристаллической решеткой, состоящей из одинарных цепочек (в частности, пироксены), и, наконец, минералы, кристаллическая решетка которых построена, как и у амфиболов, кремнекислородными тетраэдрами, но изолированными и не очень прочно соединенными атомами железа и магния (например, оливин и др.). Устойчивость минералов определяется уровнями энергии кристаллических решеток, или, как их в свое время назвал А. Е. Ферсман, энергетическими константами. Последние характеризуют ту долю энергии, которую вносит в решетку каждый входящий в нее ион, т. е. в общем случае энергия кристаллической решетки должна возрастать пропорционально увеличению числа структурных элементов минералов. Таким образом, их высокая гипергенная устойчивость может быть объяснена низкими энергетическими константами кристаллов, что и удовлетворяет одному из общих принципов физики твердого тела, согласно которому наиболее устойчивыми являются состояния вещества с минимальными энергиями. Очевидно, что распределение скорости выветривания пороодообразующих минералов примерно соответствует реакционному ряду Боуэна. Высокотемпературные минералы относятся к легко разрушающимся, тогда как низкотемпературные в гипергенной зоне, напротив, отличаются относительно большей устойчивостью. Возглавляющий ряд гипергенно устойчивых пороодообразующих минералов кварц (из этих рассуждений я пока исключаю янтарь) занимает вместе с тем последнее место в числе россыпеобразующих минералов.

Кварц лежит на границе, по одну сторону которой находятся минералы с высокой гипергенной устойчивостью, по другую – с низкой. Такое разделение минерального царства проявляется и в седиментационной дифференциации вещества, сопровождающейся концентрацией минералов с высокой гипергенной устойчивостью и разрушением (физическим, химическим), рассеиванием и удалением в конечные бассейны осадконакопления минералов с низкой гипергенной устойчивостью.

Для понимания сущности россыпеобразования важное значение имеет количественная оценка поведения минералов, высвобождающихся в гипергенной зоне из рудных россыпеобразующих формаций. Она поддается описанию законами физики, гидродинамики, гидрологии, геохимии, выявляющими суммарный эффект сложного и длительного преобразования рудных формаций. В этих оценках определенными показателями служат твердость (H), показывающая энергетическое состояние структуры минералов, и плотность (ρ), отражающая упаковку атомов в кристаллах. Оказалось, что произведение

Таблица 2.1

Физические свойства и константы гипергенной устойчивости минералов

Минерал	ρ , г/см ³	H	ρH	$K_{гн} = \lg(\rho H)$
Платина	22,9	6,5	148,85	2,17
иридистая Платина	21,5	4	86	1,93
Платина палладистая	17,7	4,3	76,11	1,88
Поликсен	17	4,3	73,1	1,86
Платина никелистая	17 (?)	4	68	1,83
Купроплатина	14,6	4	58,4	1,77
Ферроплатина	13,5	4	54	1,73
Танталит	8	6,3	50,4	1,7
Палладий	11,4	4,3	49,02	1,69
Торолит	7,7	6	42,2	1,66
Золото	16,9	2,7	45,63	1,65
Касситерит	7	6,5	45,5	1,65
Корунд	4	9	36	1,56
Бадделейт	5,5	6,5	35,75	1,55
Вольфрамит	7,1	5	35,5	1,55
Циркон	4,7	7,5	35,25	1,54
Эвксенит	5,4	6,5	35,1	1,54
Алмаз	3,5	10	35	1,54
Электрум	13,5	2,5	33,75	1,53
Самарскит	5,7	5,5	31,55	1,5
Колумбит	5,2	6	31,2	1,49
Шпинель	3,9	8	31,2	1,49
Магнетит	5,2	5,8	30,16	1,47
Поликраз	5	6	30	1,47
Ильменорутил	4,8	6	28,8	1,46
Топаз	3,6	8	28,8	1,46
Лопарит	4,8	5,8	27,84	1,44
Монацит	5,1	5,3	27,03	1,43
Шеллит	6	4,5	27	1,43
Приорит	4,9	5,5	26,95	1,43
Пироп	3,8	7	26,6	1,42
Ильменит	4,7	5,5	25,85	1,41
Циркелит	4,7	5,5	25,85	1,41
Рутил	4,2	6	25,2	1,4
Брукит	4,1	5,5	22,55	1,35
Фенакит	3	7,5	22,5	1,35
Пирохлор	4,2	5,3	22,26	1,34
Анатаз	3,9	5,5	21,45	1,33
Бастнезит	4,8	4,3	20,64	1,31
Торит	5,4	3,8	20,52	1,31
Ксенотим	4,5	4,5	20,25	1,3
Киноварь	8,14	2,3	18,72	1,27
Паризит	4,3	4,3	18,49	1,27
Кварц	2,6	7	18,20	1,26
Янтарь	1,07	2,3	2,46	0,39

H на ρ характеризует степень гипергенной устойчивости минералов. Его логарифм назван мною константой гипергенной устойчивости, которая является безразмерной величиной.

В приведенных в табл. 2.1 константах гипергенной устойчивости минералов ($K_{гн}$) показатель твердости принят по шкале Мооса. Следует учитывать, что различия между величинами данного показателя эталонных минералов по этой шкале не таковы, как, например, в абсолютной шкале. Поэтому если рассчитывать константы по последней, то некоторые минералы в приведенном ряду поменяются местами. В целом же характер их распределения не изменится. Это свидетельствует о реальной физической связи между $K_{гн}$ и значениями абсолютной и относительной твердости минералов.

Обнаруживается также вполне реальная (природная) закономерная связь $K_{гн}$ и ρ , как это следует из рис. 2.1, а. Неравномерность распределения минералов на приведенном графике объясняется тем, что во всем их комплексе доля представителей с большей и меньшей плотностью неодинакова. Здесь сказывается также связь анализируемых параметров минералов ($K_{гн}$, ρ , H) с химическим составом, чем в сущности и обусловлены различия между россыпеобразующими минералами, несмотря на присущее им общее свойство – высокую гипергенную устойчивость. Приведенный на рис. 2.1, а график показывает возможность экстраполяции в области минералов как с низкими, так и с высокими значениями твердости, однако последняя ограничена, как известно, алмазом, хотя теоретически могут быть веще-

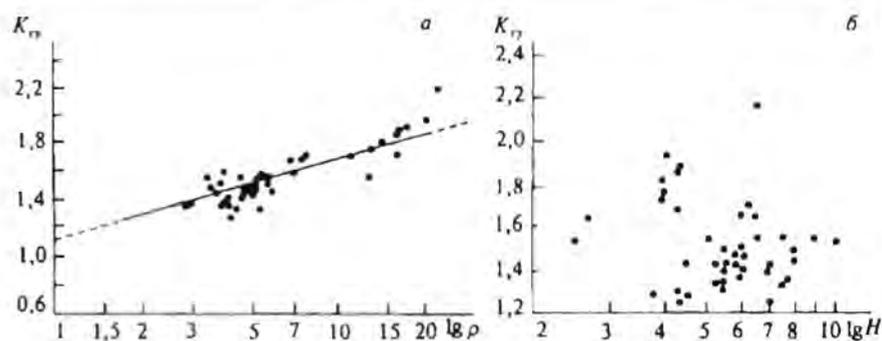


Рис. 2.1. Связь коэффициента гипергенной устойчивости с плотностью (а) и относительной твердостью минералов (б)

ства и с большей твердостью. По-видимому, за пределами значений $K_{гг}$ в большую сторону от 2,17 должна лежать область «сверхустойчивых» минералов – химически чистых, с идеальной решеткой и т. д., а за их пределами в меньшую сторону от 1,26 – область всех прочих неустойчивых минералов, не накапливающихся в россыпях.

Анализ графика полученной константы показывает, что связь между $K_{гг}$ и ρ обнаруживает зависимость между H и ρ (рис. 2.2). Зависимость между логарифмами этих величин имеет линейный вид

$$\lg H = -\alpha_1 \lg \rho + \beta_1,$$

где

$$\alpha_1 \text{ и } \beta_1 = \text{const.}$$

откуда

$$H = 10^{-\alpha_1 \lg \rho} \cdot 10^{\beta_1} = A / \rho^{\alpha_1},$$

где

$$A \text{ и } \alpha_1 = \text{const.}$$

или

$$H \rho^{\alpha_1} = \text{const.}$$

Определим константы A и α_1 из графика (см. рис. 2.2): при $\rho = 1$ $H = 12,5 = A$, при $\rho = 10$ $H = 4,5$; $10^{\alpha_1} = 12,5/4,5 = 2,78$; $\alpha_1 = \lg 2,78 = 0,44$.

Таким образом,

$$H \rho^{0,44} = 12,5,$$

или, округляя,

$$H \sqrt{\rho} \approx 12,5.$$

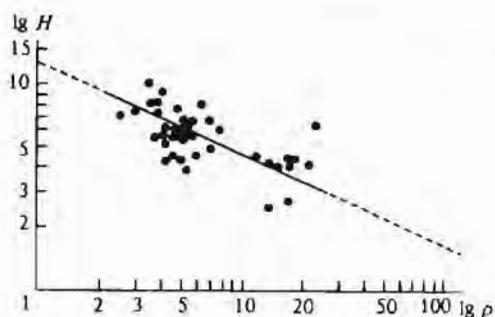


Рис. 2.2. Соотношение твердости (H) и плотности (ρ) минералов

Зависимость $K_{гг}$ от $\lg \rho$ (см. рис. 2.1, а) – прямое следствие связи, описанной последним выражением: $K_{гг} = \alpha_2 \lg \rho + \beta_2$, где α_2 и $\beta_2 = \text{const}$. Если $H\sqrt{\rho} = 12,5$, то $H\rho^{0,44} = 12,5\sqrt{\rho}$, откуда $K_{гг} = 0,5 \lg \rho + \lg 12,5 = 0,5 \lg \rho + 1,1$. При $\rho = 1$ $K_{гг} \approx 1,1$, а при $\rho = 10$ $K_{гг} \approx 1,6$, что и показывают данные, приведенные на графике.

В то же время между $K_{гг}$ и H связь очень неустойчива или в явном виде отсутствует (рис. 2.1, б). Несомненно, более строгие зависимости между этими параметрами, рассматриваемые с физико-химических позиций, могли бы быть получены при специальных исследованиях твердости и плотности. Вообще говоря, такие исследования особенно необходимы, если учесть анизотропию твердости, имеющую векторное распределение в соответствии с гранями кристаллов. Изменение твердости описывается геометрической прогрессией, тогда как плотность представляет собой скалярную величину.

Константы гипергенной устойчивости россыпеобразующих минералов изменяются равномерно (см. табл. 2.1) – от 2,17 (платина иридистая) до 1,26 (кварц). По величине $K_{гг}$ все минералы россыпеобразующих рудных формаций могут быть разделены на шесть более или менее компактных семейств: элементы, простые и сложные оксиды, вольфраматы, силикаты, фосфаты и карбонаты.

В семействе элементов (табл. 2.2) объединяются минералы с наиболее высокой константой гипергенной устойчивости: от 2,17 у платины иридиистой до 1,54 у алмаза (средняя – 1,82), причем высокие значения в большей степени определяются плотностью минералов, нежели твердостью.

Россыпеобразующие минералы семейства простых и сложных оксидов (см. табл. 2.2) имеют более низкую, чем у элементов, среднюю величину константы гипергенной устойчивости (1,46), однако и здесь $K_{гг}$ значительно колеблется (1,70 – танталит и 1,26 – кварц). Замечу, что именно кварц, возглавляющий ряд породообразующих минералов с низкой константой гипергенной устойчивости, занижает ее среднюю величину, так как обладает небольшой плотностью. Это относится также и к шпинели, анатазу, корунду, брукиту, отчасти рутилу и пиропу, у которых $K_{гг}$ выше, чем у кварца, за счет более высокой твердости.

Вольфраматы характеризуются такой же величиной константы, как и семейство оксидов (1,46), что при высоком ее значении у вольфрамита (1,55), вероятно, можно объяснить пониженной твердостью шеелита (его константа 1,43).

Средняя константа гипергенной устойчивости россыпеобразующих минералов, относящихся к силикатам, – 1,43. Ее величина снижается из-за невысокой плотности большинства минералов семейства (фенакит, топаз, пи-

Семейства россыпеобразующих рудных минералов

Минерал	Формула	Сингония	$K_{г\gamma}$
Элементы (среднее $K_{г\gamma} = 1,82$)			
Платина иридиевая,	Pt, Ir	Кубическая	2,17
Платина	Pt	"	1,93
Платина палладиевая	Pt, Pd	"	1,88
Поликсен	Pt, Fe	"	1,86
Платина никелистая	Pt, Fe, Ni, Cu	"	1,83
Купроплатина	Pt, Fe, Cu	"	1,77
Ферроплатина	Pt, Fe	"	1,73
Палладий	Pd	"	1,69
Золото	Au	"	1,66
Алмаз	C	"	1,54
Электрум	Au, Ag	"	1,53
Простые и сложные оксиды (среднее $K_{г\gamma} = 1,46$)			
Танталит	(Fe, Mn)Ta ₂ O ₆	Ромбическая	1,7
Торолит	Sn(Ta, Nb) ₂ O ₇	Моноклиная	1,66
Касситерит	SnO ₂	Тетрагональная	1,65
Моссит	Fe ²⁺ (Nb, Ta) ₂ O ₆	Ромбическая	1,6
Корунд	Al ₂ O ₃	Тригональная	1,55
Баделейт	ZrO ₂	Моноклиная	1,55
Эвксенит	(Y, Ce, Ca)(Nb, Ta, Ti ₂ O ₆)	Ромбическая	1,5
Стрюверит	(Ti, Ta, Fe ²⁺)O ₂	"	1,5
Самарскит	(Y, Tr, Fe, U)(Nb, Ta, Ti) ₄	"	1,49
Колумбит	(Fe, Mn)(Nb ₂ O ₃)	"	1,49
Шпинель	MgAl ₂ O ₃	Кубическая	1,49
Магнетит	Fe ²⁺ =Fe ³⁺ +O ₃	"	1,47
Ульвошпинель	Fe ₂ TiO ₇	"	?
Поликраз	(Y, Ce, Ca ²⁺)(Ti, Nb, Ta) ₂ O ₆	Ромбическая	1,47
Ильменорутил	(Ti, Nb, Fe)O ₂	"	1,47
Хромшпинелиды	(Mn, Fe)(Cr, Al, Fe) ₂ O ₄	Кубическая	1,46
Лопарит	(Na, Ce, Ca)(Nb, Ti)O ₃	"	1,46
Приорит	(Y, Er, Ca, Th)(Ti, Nb) ₂ O ₃	Ромбическая	1,44
Циркедит	(Ca, Ce, Y, Fe)(Ti, Zr, Th) ₃ O ₇	"	1,43
Ильменит	FeTiO ₂	Тригональная	1,41
Гатчеттолит	(U, Ca, Ce) ₂ (Nb, Ta) ₂ (OH, F) ₂	Кубическая	1,4
Рутил	TiO ₂	Тетрагональная	1,4
Брукит	TiO ₂	"	1,35
Пироксид	NaCaNb ₂ O ₆ F	Кубическая	1,34
Перовскит	CaTiO ₃	"	1,34
Анализ	TiO ₂	Ромбическая	1,33
Кварц	SiO ₂	Гексагональная	1,26
Вольфраматы (среднее $K_{г\gamma} = 1,49$)			
Вольфрамит	(Mn, Fe)WO ₄	Моноклиная	1,55
Шеелит	CaWO ₄	Тетрагональная	1,43

Минерал	Формула	Сингония	$K_{г\gamma}$
Силикаты (среднее $K_{г\gamma} = 1,43$)			
Циркон	$(Zr...)(Si...)(O,OH)_4$	Тетрагональная	1,54
Топаз	$Al_2[Fe_2SiO_4]$	Ромбическая	1,46
Пироп	$Mg_3Al_2[SiO_4]_3$	Кубическая	1,42
Фенакит	$Be_2[SiO_4]$	Тригональная	1,35
Торит	$Th[SiO_4]$	Тетрагональная	1,31
Фосфаты (среднее $K_{г\gamma} = 1,37$)			
Монацит	$(Ce,La)[PO_4]$	Моноклиническая	1,43
Ксенотим	YPO_4	Тетрагональная	1,3
Карбонаты (среднее $K_{г\gamma} = 1,29$)			
Бестнезит	$(Ce)[FCO_3]$	Тригональная	1,31
Паризит	$CaCe_2[F_2(CO_3)_3]_3$	Гексагональная	1,27

роп), хотя их твердость достаточно велика. Именно это обстоятельство, как будет показано дальше, объясняет, как и в случае с простыми и сложными оксидами, образование россыпей, обычно удаленных от своих почти всегда убогих рудных россыпеобразующих формаций.

Фосфаты также обладают небольшой константой гипергенной устойчивости, на величину которой влияют невысокие значения плотности и твердости минералов этого семейства.

Для карбонатов характерны те же особенности, что и для фосфатов. Россыпи минералов этих семейств, как правило, образуются за счет рассредоточенных рудных формаций.

Особое место среди россыпеобразующих минералов занимают киноварь и янтарь.

Киноварь относится к тем редким сульфидам, которые могут образовывать россыпи промышленного значения. Ее константа гипергенной устойчивости выше, чем у кварца и паризита. Плотность киновари очень высокая, но $K_{г\gamma}$ снижается из-за небольшой твердости (2,3). В отличие от большинства других сульфидов киноварь обладает некоторой химической стойкостью в гипергенных условиях, особенно в субполярной физико-географической обстановке, что и способствует возникновению ее россыпей в северных районах (Колыма, Аляска). В общем же россыпи киновари сравнительно редки и не имеют значения в добыче ртути.

Янтарь в ряду россыпеобразующих минералов – представитель класса органических веществ, поэтому, как и гипогенный антраксолит, не рассматривается в курсах минералогии [Бетехтин, 1950]. Он образуется биогенным путем и состоит из смеси смол, среди которых присутствует и янтарная кислота $C_{10}H_{16}O$. Константа гипергенной устойчивости янтаря значительно меньше, чем у большинства породообразующих минералов (0,39), что определяется его очень низкой плотностью и незначительной твердостью (см. табл. 2.1). По-видимому, накопление этого минерала в россыпях следует объяснять химической устойчивостью в окислительно-восстановительной среде и большой вязкостью, предохраняющими его от разрушения.

Для каждого семейства россыпеобразующих минералов характерны также свои значения ионного потенциала и заряда катиона. Эти величины наибольшие у простых и сложных оксидов соответственно – 4,5–7,5 и 3. У вольфраматов они составляют 2–2,5 и 2, у фосфатов – 0,5–2,5 и 1–3, у карбонатов – 2–2,5 и 2–3, наконец, у силикатов – 2,2–5,3 и 2–4.

Твердость минералов – физический параметр, определяющий прежде всего их миграционные свойства. Она характеризуется далеко не одинаковой анизотропностью и в конечном счете зависит от кристаллохимических особенностей минералов, т. е. от вида связей атомов или ионов в них и типа структуры (решетки). Гипергенная устойчивость минералов, как показывает приведенное выше аналитическое исследование уравнения и полученных с его помощью кривых, обусловлена интегральным эффектом твердости и плотности. Эти показатели, а также химическая стойкость (например, у янтаря) объясняют миграционные свойства минералов в гипергенной среде и условия их концентрации без нарушения первичной кристаллической структуры.

Миграционные свойства минералов

Если не принимать во внимание электромагнитные явления и астрофизические (ядерные) процессы, то можно говорить о трех видах миграции вещества в природе: химической, коллоидной и кристаллической. Химическая миграция – это перемещение элементов в форме растворимых солей, которые образуются при выветривании горных пород. Такой вид миграции характерен в равной мере как для эндогенных (гидротермы), так и для экзогенных (водные растворы) условий. Коллоидная миграция вещества обуславливается сложными процессами и реализуется, по-видимому, в условиях взаимодействия коллоидов (или гелей) с поверхностными силами зерен поровых и каркасных структур. При этом участие химических и электромагнитных сил исключить нельзя. Третий вид миграции – перемещение под действием гравитационных сил минерального вещества в виде кристаллов (минералов), возникших в эндогенных или приповерхностных условиях. Разумеется, предмет настоящего исследования – кристаллическая миграция, развивающаяся на границе сопряжения твердой, жидкой и газовой оболочек планеты. При этом виде миграции воздействующие на вещество силы проявляются через жидкую и газовую среды и в какой-то степени непосредственно через твердый субстрат горных пород.

Общеизвестно, что конечная стадия гипергенного преобразования коренных источников россыпей – освобождение (вскрытие) минералов от жильного материала и вовлечение их в разнообразные миграционные процессы. Степень подвижности минералов в осадочной дифференциации зависит от физико-химических параметров кристаллов. Она определяется, как было сказано выше, прочностью кристаллической решетки, обусловленной величинами ионного потенциала и заряда катиона, что физически проявляется в твердости и плотности, т. е. в двух составляющих константы гипергенной устойчивости минералов.

Величины твердости и плотности у разных минералов не имеют явной взаимной связи в решетках, но именно они в конечном счете создают различия в миграционных свойствах минерального вещества, участвующего в осадочном породообразовании в кристаллической форме. Если у минералов высокие плотность и значение константы гипергенной устойчивости, то на самых начальных стадиях осадочного процесса (практически сразу же при отборе рудного вещества) их миграция должна подавляться силами гравитации и сменяться концентрацией (накоплением) вблизи коренных источников. Такие минералы, а к ним относится, в сущности, все семейство элементов – от платины иридий до электрума, хотя и обладают пониженной твердостью или повышенной ковкостью, все же из-за большой плотности быстро выбывают, не разрушаясь, из процессов миграции. Напротив, минералы с минимальными значениями ρ и высокими $K_{г\gamma}$ вовлекаются в длительную и сложную миграцию (физико-химические условия при этом могут изменяться в широком диапазоне). Они не разрушаются благодаря высокой твердости и химической устойчивости. Такие минералы в россыпеобразующем процессе могут находиться как угодно долго и при благоприятных гидродинамических условиях концентрируются в рыхлом покрове. Классический пример – алмаз. Несмотря на низкую плотность, его миграционные свойства совершенны вследствие высокой прочности кристаллов. Занимая в ряду гипергенной устойчивости 18-е место, он иногда образует россыпи, весьма удаленные от коренных источников. Аллювиальный износ алмаза, как показал В. С. Трофимов [1957], ничтожен.

С теоретических позиций для каждого россыпеобразующего минерала должны существовать свои, индивидуальные миграционные свойства, определяющие их подвижность в осадочном процессе. Практически у многих минералов эти показатели близки или одинаковы, следовательно, в рассчитанном мною виде $K_{г\gamma}$ не учитывает все физико-химические параметры кристаллического вещества.

Миграционную способность россыпеобразующих минералов в порядке убывания приближенно можно представить следующим рядом: алмаз–ильменит–магнетит–касситерит–платина. Каждый из приведенных пяти минералов, между которыми размещаются все остальные, обладает своими миграционными свойствами. Этот ряд можно представить и в виде десятибалльной шкалы: *алмаз–циркон–ильменит–монацит–магнетит–шеелит–касситерит–вольфрамит–золото–платина*, удобной для оценки условий образования россыпей, выявления причин отсутствия каких-либо минералов в гипергенных парагенезисах и других практических целей.

Нетрудно заметить, что и пятибалльная, и десятибалльная шкалы начинаются и заканчиваются минералами из семейства элементов. Крайним с одной стороны является минерал с самой низкой плотностью, но с максимальной из всех известных нам веществ твердостью, с другой – минерал с наибольшей плотностью, но практически с ничтожно малой для россыпеобразующих минералов твердостью. Этот факт указывает на то, что миграционные свойства кристаллов в осадочном процессе определяются не только показателями гипергенной устойчивости, но и некоторыми другими причинами, к которым следует отнести пространственно-временные условия, харак-

тер среды, в которой осуществляется миграция кристаллов, их форму и т. д. Представляется неверным воспринимать процесс миграции минерального вещества на поверхности суши только в зависимости от физико-химических свойств его кристаллов. В действительности он всегда осложнен тектоногеоморфологической и физико-географической обстановкой развития континентального литогенеза и в значительной степени зависит от его типа, хотя фундаментальной основой этого процесса является гипергенная устойчивость минералов. Поведение минерала в зоне отбора, миграции и концентрации рудного вещества изменяется в зависимости от литогенетических особенностей и, естественно, в разной обстановке различно. Основными факторами в процессах отбора рудного вещества и его дальнейшей концентрации несомненно являются климат и рельеф. Компоненты ландшафта во многих случаях влияют на разрушение россыпеобразующих минералов и способствуют образованию новых.

Наиболее яркий, пожалуй даже классический, пример подобной зависимости – изменение ильменита при формировании кор выветривания во влажном теплом климате (поверхность несколько расчлененная). Таким условиям на начальной стадии выветривания соответствует, как известно, щелочная среда, в которой двухвалентное железо переходит в трехвалентную форму, а позднее с повышением кислотности процесса выносятся вместе с гидроксидами марганца и алюминия. В результате происходит изменение титансодержащих минералов по схеме: ильменит–рутил–брукит–анатаз. Константа их гипергенной устойчивости уменьшается: 1,41–1,40–1,35–1,33. Подобную схему гипергенного преобразования россыпеобразующих минералов, особенно характерную для гумидных условий, можно проследить и на других примерах. Во всех случаях в ряду будет наблюдаться увеличение подвижности кристаллического вещества.

В перигляциальной обстановке возрастание миграционной способности минералов происходит без изменения их конституции за счет неполного освобождения (вскрытия) кристаллов от жильного материала, который, являясь более легким компонентом рудовмещающего субстрата, облегчает перенос, например, касситерита, золота или платины на большие расстояния.

Зависимость миграции минералов от особенностей среды осадконакопления, представляющая суммарный эффект взаимодействия таких факторов, как характер кристаллического рудного вещества и тип литогенеза, сложна и многообразна. Иначе говоря, *перемещение обломочного материала, согласно законам гидродинамики и гравитации, сопровождается его дифференциацией по крупности и плотности, в ходе которой фракционируются тяжелые минералы вместе с соответствующим коррелятивным им классом обломочных пород.* В соответствии с этим принципом далее и будут рассмотрены общие положения теории концентрации россыпеобразующих минералов.

Условия концентрации россыпеобразующих минералов

Проблема концентрации рудного вещества в рыхлом покрове планеты характерна не только для геологии россыпей, хотя именно здесь она служит

основой для интерпретации большинства явлений. Еще А. Е. Ферсман отмечал, что «среди разнообразных проблем, которые ставятся современной минералогией и геохимией, одной из особенно важных является выяснение вопроса о процессах рассеяния или концентрации различных элементов в осадочных породах» [Ферсман, 1952, с. 786]. В. И. Вернадский также неоднократно подчеркивал важное значение выяснения при геохимических исследованиях вопросов механизма концентрации и рассеяния элементов в земной коре.

Образование россыпных месторождений полезных ископаемых есть не что иное, как концентрация (накопление) элементов выше кларковых значений на определенных этапах развития структур земной коры в зоне ее сопряжения с жидкой, газовой и биогенной оболочками. Здесь происходит фиксация фракционированных на разных энергетических уровнях элементов, образующих в конкретных локальных тектоно-магматических и физико-географических обстановках парагенетически обусловленные минеральные ассоциации. Таким образом, явления концентрации или рассеяния рудного вещества непосредственно связаны с глобальными процессами россыпеобразования и общей дифференциацией планетарного вещества. Россыпеобразование – одна из стадий этой дифференциации.

Миграционные свойства минералов или их подвижность в приповерхностных условиях проявляются в ходе гипергенного преобразования коренных источников. Процесс миграции подчиняется общим законам дифференциации вещества в условиях гравитационной и гидродинамической фиксации рудных минералов. В зависимости от свойств этих минералов, фракционированных в гипергенезисе, они могут концентрироваться то в автохтонных, то в аллохтонных россыпях.

Концентрация минералов, как уже отмечалось, может осуществляться на всех стадиях россыпеобразования, или, что одно и то же, в ходе эволюции различных типов континентального литогенеза: в элювиальную стадию в корах оксидного и сульфатного типов, делювиальном покрове, процессе аллювиальной переработки обломочного материала, волноприбойной зоны литорали, при формировании песчаных пустынь, в аридных и полярных климатических условиях, осадочно-вулканогенных толщах, перигляциальных областях, процессе накопления ледниковых отложений и т. д. Следовательно, несмотря на большое разнообразие условий, в которых осуществляется концентрация россыпеобразующих минералов (а участвующие в этом процессе силы нередко действуют в противоположных направлениях и обнаруживаются только в результирующем эффекте), существуют и общие факторы для этого процесса, подчиняясь которым и формируются россыпи. К ним относятся гравитация, которая проявляется во множестве процессов, протекающих на земной поверхности, в особенностях волноприбойного или руслового потока, поведении мигрирующей в минеральном каркасе влаги, изменении ее фазового состояния, перемещении ледниковых масс, динамике воздушной оболочки. Связь концентрации россыпеобразующих минералов с действующими в той или иной форме силами отражается в гидравлических или иных характеристиках субстрата, включающего рудное вещество. Всесторонне эта проблема будет рассмотрена дальше, когда речь пойдет о золото-

носных россыпях или концентрации россыпеобразующих минералов в волноприбойной литоральной зоне и образовании рудных пластов на мористом шельфе. Однако для понимания излагаемого материала, где вслед за этим анализируется универсальность таких процессов, остановлюсь на нескольких примерах.

В свое время мною исследовалось поведение россыпеобразующих минералов в потоке [Шило, 1970в]. При этом задавались различные условия использования параметра А. Эйнштейна (младшего), который отражает зависимость между силой тяжести, глубиной потока, скоростью его движения и т. д. В основу изучения была положена идея, что в руслах водотоков минеральные частицы в зависимости от гидродинамических условий среды участвуют в одном из трех типов движения: волочении по дну вместе с донными наносами, скачкообразном перемещении в турбулентном потоке и движении во взвешенном состоянии. Очевидно, что разнообразие размеров и форм частиц даже одних минералов, а также случайные отклонения их характеристик от средних значений, захват и перенос частиц струями с беспорядочно пульсирующими скоростями в турбулентном потоке в конечном счете придают движению вероятностный характер.

Исследования показали, что россыпеобразующие минералы объединяются в группы, для которых характерны более или менее ограниченные области концентрации: 1) золота (платины), 2) вольфрамита-касситерита-магнетита-монацита, 3) ильменита-циркона-ксенотима-рутила, 4) алмаза-фенакита-кварца.

Выделяя области концентрации соответствующих минеральных комплексов, необходимо помнить, что сопоставимое поведение минерала наблюдается только при определенных заданных параметрах и условиях, изменение которых ведет к смещению областей в ту или иную сторону. Иначе говоря, в природе выделенные области концентрации соответствующих минеральных комплексов усложняются вследствие взаимодействия различных факторов и поэтому не всегда могут быть описаны даже при большом наборе данных, характеризующих россыпь того или иного полезного ископаемого. Множественность действующих при их образовании факторов не только не всегда доступна наблюдению или учету, но часто ее трудно воспроизвести в эксперименте.

Указанные области могут рассматриваться как зоны миграции и концентрации россыпеобразующих минералов. Их выделение является в какой-то степени основой для создания общей теории концентрации рудного вещества в седиментационных процессах и может служить исходной позицией для определения условий образования широкого спектра россыпей, если учитывать характер рудных россыпеобразующих формаций, гипергенную устойчивость минералов, их миграционные свойства и способность к концентрации при конкретных тектоно-геоморфологических и физико-географических условиях. **Оправданность** такого подхода можно проиллюстрировать следующими примерами.

На Северо-Востоке России, где подавляющее большинство водотоков характеризуются сравнительно ограниченным диапазоном значений уклонов

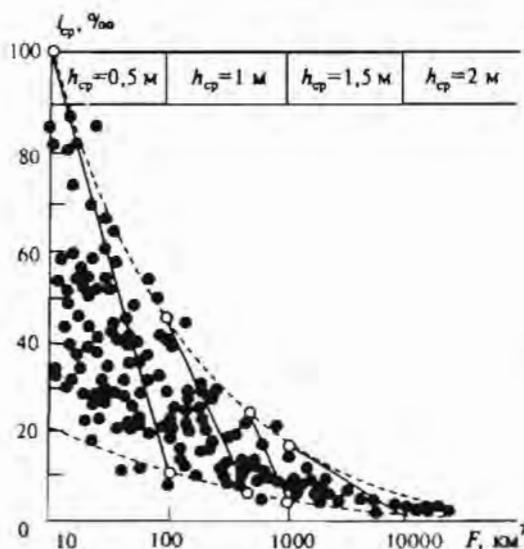


Рис. 2.3. Распределение средних значений уклонов (i_{cp}), глубин русел (h_{cp}) водотоков с различной площадью (F) водосбора (бассейн р. Колыма) в паводковый и меженный периоды (соответственно верхняя и нижняя штриховые линии). Линиями, соединяющими светлые кружки, отделены области с различными условиями концентрации минералов

онные характеристики которых определяются гидравлическими параметрами. Соотношения Риттенгера для обломочного материала, близкие к единице, почти равны соотношениям, которые имеет алмаз (1,5), поэтому связь накопления алмаза с фракционным составом рыхлых толщ не только тесная (рис. 2.6), но и положительная.

Аналогичная зависимость выявлена в алмазонасных отложениях Якутии [Рожков и др., 1963; Алмазонасные россыпи..., 1967]. Например, в россыпях одного из месторождений установлено распределение алмазов (табл. 2.3), которое хорошо согласуется с гранулометрическим составом отложений (максимальное количество алмазов тяготеет к преобладающему классу, которым сложена продуктивная толща). Для обломочного материала характерен также сложный парагенезис минералов, вероятно в какой-то степени отражающий условия концентрации алмазов.

Алмазы коррелируют с минералами, имеющими такую величину константы гипергенной устойчивости, как, например, у магнетита, циркона, ильменита, граната, рутила и др. На подобную корреляцию указывают также

и размеров бассейнов (рис. 2.3)¹, концентрация золота (рис. 2.4, а) и платины (рис. 2.4, б) возможна при высоких скоростях течения. Накопление же касситерита (рис. 2.4, в и 2.5) происходит при меньших скоростях. Подобная модель, аппроксимирующаяся приведенными кривыми, вероятно, сохранится и для условий осаждения золота, платины или касситерита в водотоках с иными гидрологическими характеристиками или в волноприбойной зоне морской литорали. Однако при этом изменения произойдут в фиксации минералов соответствующего класса крупности, скорректированной формой зерен, и в деформации парагенезисов.

В. Л. Баталов [1968], изучавший россыпи Уральской провинции, показал корреляционную зависимость накопления алмазов и формирования глинисто-гравийно-галечниковых толщ, фракцион-

¹ Например, в бассейне р. Колыма выявлено следующее соотношение размеров бассейнов притоков, км², различной величины (в скобках – скорость течения, м/с, в периоды паводков): от 0 до 10–90% (2,5–6,0), от 10 до 100 – 6% (2,3–5,5), от 100 до 500 – 3% (2–5), от 500 до 1000 – около 1% (1,9–4,5), 1000 и более – менее 1% (1,5–4,0). В межень скорости снижаются на 40%

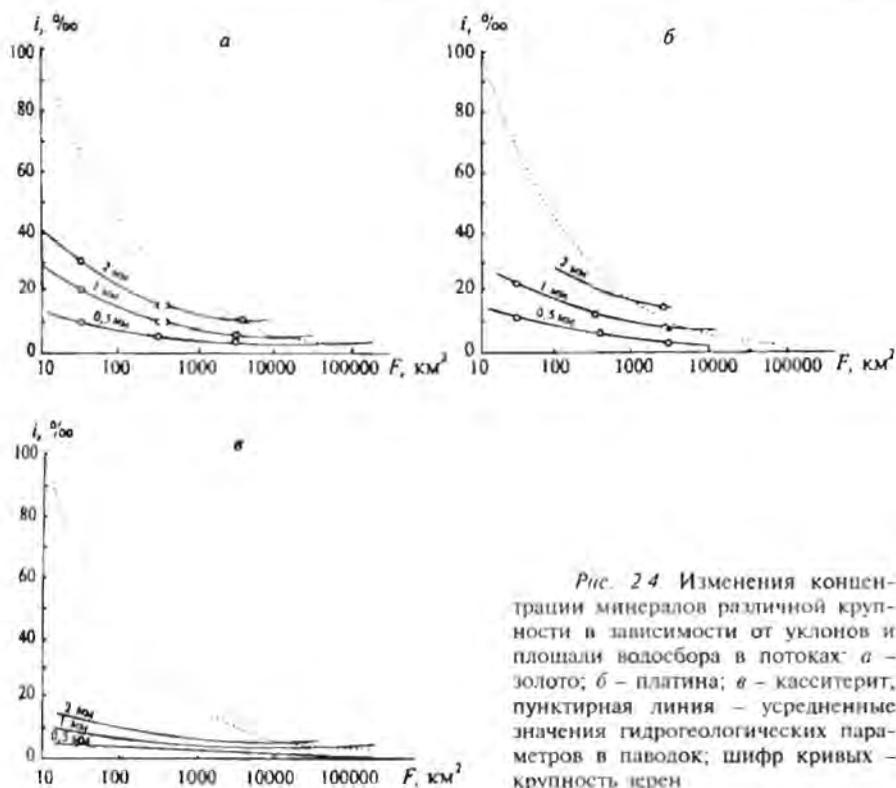


Рис. 24. Изменения концентрации минералов различной крупности в зависимости от уклонов и площади водосбора в потоках: а – золото; б – платина; в – касситерит, пунктирная линия – усредненные значения гидрогеологических параметров в паводок; шифр кривых – крупность зерен

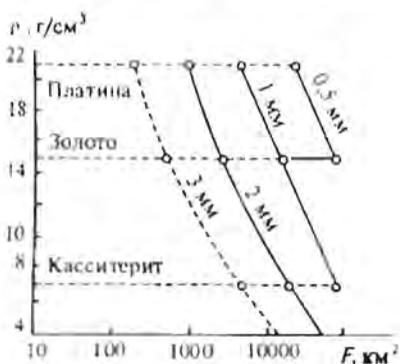


Рис. 25. Связь транспортирования и концентрации минералов в речном потоке с плотностью и площадью водосбора. Шифр кривых – крупность зерен

данные, приведенные на рис. 2.7. Наибольшие концентрации пиропара приурочены к крупному классу отложений – валунно-галечниковому.

Роль константы гипергенной устойчивости минералов в процессах россыпеобразования хорошо иллюстрируется следующим интересным примером.

В. П. Батурич [1947], проанализировав результаты исследований Бурриаллювия р. Тессина (Швейцария), объясняет распределение роговой обманки, граната и ставродита положением источника их поступления. Он отмечает, что «источником роговой обманки служит верховье реки, где развиты по-

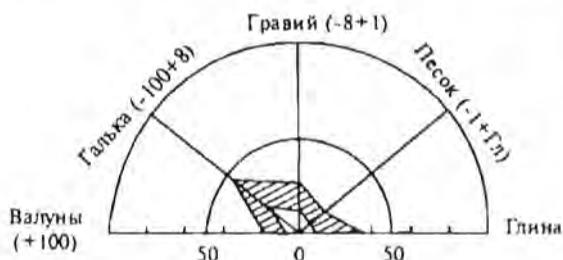


Рис. 2.6. Распределение алмазов (заштриховано) в зависимости от фракционного состава аллювиальных отложений [Баталов, 1968]

ние минералов, вскрывает следующую закономерность их распределения в отложениях реки (рис. 2.8): падение кривой II содержания роговой обманки от станции I до станции 27 обусловлено наименьшей константой гипергенной устойчивости этого минерала, равной 1,26; напротив, подъем кривой III содержания граната в том же интервале объясняется высоким значением константы этого минерала, равной 1,42, кстати, она совпадает с константой ставролита (1,43). Кривая распределения граната между станциями 11–27 удивительно хорошо повторяет общую суммарную кривую I, что свидетельствует о повышенной роли в этом интервале устойчивых минералов с близкими или аналогичными значениями $K_{гг}$. Очевидно, количественные соотношения минералов в аллювии р. Тессина, парагенезисы которых по отношению к ассоциациям минералов в породах, служивших источником питания аллювия, сильно деформировались и отражают лишь качественное подобие осадочных (вторичных) и рудных (первичных) парагенезисов, нужно объяснять влиянием константы гипергенной устойчивости.

В приведенных примерах описаны практически все семейства россыпеобразующих минералов. Это дает основания для следующего вывода.

Россыпеобразующие рудные формации, содержащие минералы с очень высокой плотностью (от 7 г/см³ и выше) и, следовательно, большими значениями константы гипергенной устойчивости, даже при небольшой и средней твердости минералов, как правило, образуют автохтонные россыпи.

Месторождения таких минералов (металлов) обычно тесно связаны с коренными источниками, пространственно сближены с ними и формируются в определенных тектоно-геоморфологических условиях.

Рудные формации, поставляющие в зону гипергенеза минералы со средними и невысокими значениями плотности (ниже 7 г/см³) при повышенной твердости и химической устойчивости, т. е. со средними и особенно небольшими показателями

Таблица 23

Распределение алмазов (в %) по классам крупности в россыпях

Крупность, мм	Россыпь	
	аллювиальная	делювиальная
-16+8	1	-
-8+4	17	9,1
-4+2	47,2	53,6
-2+1	27,7	30,3
-1+0,5	7,1	7

константы гипергенной устойчивости, почти всегда обеспечивают формирование аллохтонных россыпей. Россыпи таких минералов на большее или меньшее расстояние удалены от коренных источников.

Разумеется, эта общая закономерность в зависимости от условий образования россыпей – в тектонически активных складчатых областях или платформенных зонах – существенно корректируется физико-географической обстановкой, в которой протекает россыпеобразующий процесс, определяемый в конечном счете вероятностным характером концентрации минералов в рыхлом покрове, формирующемся в ходе развития континентального литогенеза при сложном взаимодействии многообразных геологических факторов.

Коренные источники россыпей, как было показано выше, – это такие рудные месторождения или рудопроявления, которые при благоприятных тектоно-геоморфологических и физико-географических условиях в процессе своего гипергенного преобразования дают в рыхлом покрове промышленные концентрации минералов с соответствующей константой гипергенной устойчивости.

Вполне понятно, что россыпеобразующие минералы заключены в разнообразных рудных формациях, отличающихся друг от друга условиями геологического залегания, минералогическим составом, закономерностями пространственной рассредоточенности и т. д. И если бы я задался целью дать их

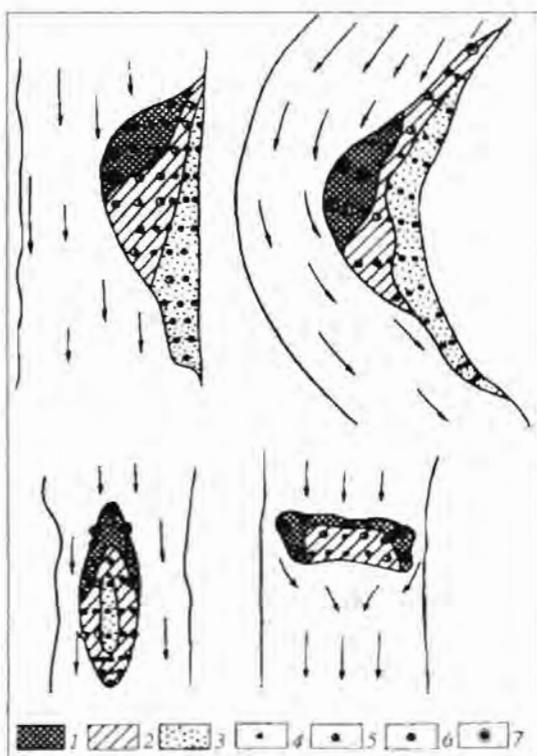


Рис. 2.7. Распределение пиропса в косах различного типа [Леонов, Прокопчук, 1965]. Участки кос сложены материалом: 1 – валунино-галечниковым, 2 – галечниковым, 3 – песчаным; содержание пиропса, число зерен в шлихах: 4 – 1-10, 5 – 11-50, 6 – 51-100, 7 – более 100; стрелки указывают направление потока, линии – границы потока

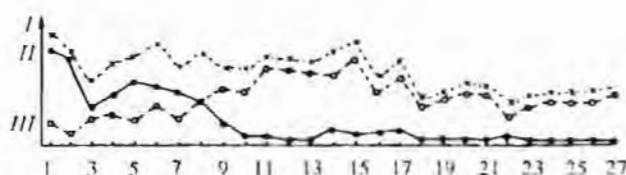


Рис. 2.8. Распределение минералов в аллювии р. Тессина (Швейцария) по Бурри [Батурин, 1947]: I – роговая обманка, гранат и ставролит; II – роговая обманка; III – гранат; 1-27 – номера станций, где были взяты пробы

схематическую характеристику, то мне пришлось бы выполнить непосильную работу — написать самостоятельный труд по геологии рудных месторождений в аспекте, разумеется, их россыпеобразующих свойств. Это обширный класс формаций, включающих рудные минералы с константой гипергенной устойчивости, позволяющей им накапливаться на поверхности Земли. Вообще такой путь, подводящий к разрешению кардинальных проблем учения о россыпях, был бы, пожалуй, наиболее правильным, так как в этом случае можно показать, что геохимическая обстановка, в которой находятся месторождения, определяет особенности их гипергенной трансформации и, следовательно, оказывает влияние на развитие континентального литогенеза и связанного с ним накопления рудного вещества в россыпях. Однако, учитывая поставленную мною задачу изложить лишь материал, определяющий контуры учения о россыпях как самостоятельной дисциплины в учении о полезных ископаемых, я считаю вполне оправданным прием логического развития основных идей путем более или менее полной характеристики россыпеобразующих формаций, включающих те минералы, которые занимают крайние и промежуточное положение в приведенной выше десятибалльной миграционной шкале, реперными минералами значатся: платина-золото-вольфрамит-касситерит-шеслит-магнетит-монацит-ильменит-циркон-алмаз. Тогда достаточно дать описание россыпеобразующих рудных формаций с платиново-металльной минерализацией, затем с аналогичными свойствами золоторудных месторождений. Возникающие за счет последних россыпи значительно лучше изучены, что естественно позволяет на основании данных их исследования более корректно интерпретировать некоторые количественные параметры процессов образования сходных месторождений других минералов. Подобный подход вполне применим и к описанию россыпеобразующих рудных формаций олова и титана, хотя их тектоно-магматическая позиция в структурах земной коры существенно различается; поведение касситерита в миграционных процессах, видимо, и сближает его с вольфрамитом и даже с золотом, тогда как минералы титана (ильменит и др.) — с цирконом. С последним, как известно, концентрируются минералы практически всего семейства редкометалльной ассоциации с сопутствующими им редкоземельными элементами, образуя комплексные полигенные ильменит-циркон-редкометалльные россыпные месторождения, особенно характерные для морской литорали. Алмаз в шкале миграции занимает полярное положение к минералам платиноидов и золота.

Такая оптимизация характеристики россыпеобразующих рудных формаций позволяет охватить коренные источники, в той или иной степени связанные с ультраосновным, основным, кислым и щелочным магматизмом как в интрузивной, так и в эффузивной фациях. С учетом, разумеется, их размещения в структурах различной стабильности (платформы, массивы дорифейской консолидации, складчатые повышенной подвижности зоны, рифтогенные и вулканогенные пояса и др.). При этом учитываются миграционные особенности практически всей шкалы миграции россыпеобразующих минералов. Занимающие крайнюю позицию в этой шкале минералы платиново-металльной ассоциации и золота принадлежат семейству элементов, которые накапливаются преимущественно в автохтонных россыпях. Алмаз, находя-

щийся в противоположной по отношению к золото-платиновым минералам позиции, вместе с фенакитом и кварцем является типичным представителем минерального царства, образующим аллохтонные россыпи. Касситерит, титаносодержащие минералы, циркон и вся редкометалльная ассоциация образуют как мономинеральные, так и комплексные россыпи промежуточного автохтонно-аллохтонного типов.

Таким образом, принятый подход к описанию россыпеобразующих рудных формаций позволяет дать оптимальную характеристику коренным источникам, поставляющим в гипергенную зону минералы соответствующей устойчивости, что не нарушает, а напротив, подтверждает логику естественного литогенетического процесса, развивающегося в зоне сопряжения твердой, жидкой и газовой оболочек Земли в направлении от образования разнообразных автохтонных россыпей к аллохтонным. Однако при этом возникла необходимость в специальном рассмотрении нескольких проблем, до сих пор не нашедших в геологической науке правильного разрешения, имеющих прямое отношение к учению о россыпях. Ими являются: а) гипабиссальный (дайковый) магматизм и формирование рудных систем, б) расслоенные плутоны, в) ультратонкие классы рудного вещества, г) симметрия минералов рудных формаций и россыпей.

3. ДИНАМИКА ВОДНОГО ПОТОКА И ПОВЕДЕНИЕ В НЕМ МИНЕРАЛОВ

Россыпные месторождения различных полезных ископаемых, формирование которых зависит и от тектонических процессов, и от различных природно-климатических явлений, могут быть определены как геологические образования, возникающие в результате суммарного взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов. Россыпеобразование следует рассматривать как одну из сторон континентального литогенеза, в котором ведущая роль принадлежит флювиальным процессам. Однако россыпеобразование нехарактерно, разумеется, для таких видов литогенеза, при которых в пороодообразовании не принимает участие вода или ее роль весьма незначительна, как, например, в аридной зоне, где эоловые процессы подавляют все другие и если и образуются россыпи, то лишь ограниченного числа минералов, благодаря особым условиям их концентрации. Наиболее ярко россыпеобразование выражено тогда, когда в нем принимает участие вода. Это справедливо в отношении самых различных зон литогенеза: ледовой, перигляциальной, гумидной, отчасти эффузивно-осадочной и аридной. Очевидно, что решающее влияние на концентрацию минералов в осадочных породах оказывает их поведение в жидких средах, определяющееся рядом не контролируемых константой гипергенной устойчивости физических и химических свойств минеральных зерен, участвующих в процессе россыпеобразования. Следовательно, гипергенная устойчивость россыпеобразующих минералов, заключенных в коренных месторождениях различных формаций, должна рассматриваться только в качестве начального (хотя и определяющего) условия их участия в россыпеобразовании. Этот принцип распространяется на все ми-

нералы, рассмотренные в разд. 1. И коль скоро минерал, обладающий тем или иным показателем $K_{г\gamma}$, вовлекается в россыпеобразующий процесс, его концентрация регулируется условиями, воздействующими на поведение его зерен в жидкой среде.

Совершенно очевидно, что поведение кристаллического вещества в жидких средах, где происходит механическая дифференциация осадков, описывается законами гидравлики, отражающими особенности переноса и накопления минералов в зависимости от их гидравлических характеристик, и регулируется взаимосвязью россыпеобразующего процесса с осадочным породообразованием на различных этапах эволюции земной поверхности. Поэтому всесторонний анализ россыпеобразующего процесса представляется целесообразным начать с рассмотрения динамики водного потока и поведения в нем минералов.

3.1. Структура водного потока

Накопление на каком-то участке земной поверхности, в той или иной ландшафтной зоне гипергенно устойчивых минералов, учитывая, что в основе процесса образования россыпных месторождений лежит флювиальная деятельность водных потоков, можно рассматривать как результат взаимодействия жидкой среды и находящихся в ней частиц или обломков горных пород. Перемещение частиц в потоке может быть описано математическими уравнениями. В самом общем виде оно определяется скоростью падения отдельных зерен в жидкости. Этот показатель является функцией плотности минералов (учитывается $K_{г\gamma}$) и зависит от диаметра зерен, их формы, гидрофобности и гидрофильности их поверхности, электрической активности и некоторых других свойств, нередко объединяемых термином «гидравлическая крупность минералов». Очевидно также, что поведение рудных минералов во флювиальном процессе определяется не только показателем устойчивости в зоне гипергенеза, но зависит и от многих других свойств, в том числе и учитываемых константой гипергенной устойчивости.

Обычно при изучении процесса образования россыпей привлекают законы движения ньютоновских жидкостей и рассматривают поведение минеральных зерен именно в таких средах. Вероятно, это правильно только в самом общем виде, так как в природе перемещающей минеральный субстрат средой могут быть и нисотропные массы, динамика которых не подчиняется законам движения ньютоновских жидкостей. Подобные явления наблюдаются, например, в субполярных странах [Шило, 1971], где делювиальная стадия россыпеобразования тесно связана с вязко-пластическим течением влажных рыхлых покровов, возникающих при участии солифлюкции. Поэтому, рассматривая флювиальные процессы, в которых вода (ньютоновская жидкость) выступает как главный фактор дезинтеграции, переноса и аккумуляции в осадке рудного вещества, я затрону также вопрос о миграции минералов на той стадии образования россыпей, в частности в перигляциальной зоне, которая связана с неньютоновскими жидкостями.

В организованных русловых потоках или на поверхности движение воды, влекущей минеральные зерна, происходит по ламинарному или турбулентно-

му типу. Оба режима характеризуются некоторым безразмерным параметром Рейнольдса (Re); для ламинарных потоков его величина меньше 2300, в турбулентном режиме она всегда больше этого значения. Ламинарное движение с малыми скоростями и параллельными струями не характерно для естественных водотоков и проявляется в очень редких случаях, в частности в горных ледниках или подвижных ледниковых щитах Гренландии и Антарктиды [Шило, 1971]. Турбулентный режим, напротив, типичен для всех речных русел с повышенными скоростями движения и сколько-нибудь шероховатым дном (большие числа Рейнольдса). Таковы практически все водотоки, принимающие участие в образовании россыпей. Следует отметить, что в придонной части русел с гладким дном почти всегда, как показывают эксперименты [Рабинович, 1974] и теоретические расчеты, существует ламинарный «вязкий подслои» исчезающе малой мощности.

Турбулентному потоку свойственно сложное движение частиц жидкости с мгновенными скоростями, которые можно охарактеризовать тремя составляющими: направленным вдоль оси потока продольным вектором и двумя поперечными. Движение любой частицы, постоянно изменяющей свое направление, принято выражать через усредненную скорость за достаточно большой промежуток времени. Подобный режим формируется под влиянием пульсаций, приводящих к тому, что каждый данный момент движущиеся в главном направлении частицы (струи), приобретая поперечное направление, производят интенсивное перемешивание жидкости во всем слое. Природа пульсаций не совсем ясна, однако установлено, что мгновенные скорости подчиняются нормальному распределению Гаусса, а среднеквадратические отклонения скорости пульсаций строго пропорциональны средней местной скорости потока. В общем виде – это вихри, в которых движение частиц формируется, по-видимому, под действием центробежных и центростремительных сил, когда в среде возникают пониженные давления, облегающие уплотненное (повышенное давление) ядро. Предположение, что такой режим возникает лишь вследствие шероховатости дна потока, противоречит результатам эксперимента Рейнольдса и, вероятно, ошибочно.

Турбулентный режим характеризуется значительно большими уровнями энергии, чем ламинарный. Это находит выражение в разных скоростях, характерных для того и другого режимов течения. В ламинарном потоке энергия затрачивается лишь на усилия для сдвига слоев и преодоления сопротивления параллельных струй, движущихся с разными скоростями. При турбулентном режиме энергия нужна еще и для перемешивания жидкости. При исследовании механизма россыпеобразования важно учитывать также распределение скоростей в поперечном сечении турбулентного потока – так называемую динамическую скорость. В соответствии со схемой Л. Прандтля [Рабинович, 1974], ее можно определить с помощью следующего уравнения:

$$v = \sqrt{gRi}.$$

где g – ускорение свободного падения в пункте измерения; R – гидравлический радиус; i – гидравлический уклон.

Из краткой физической характеристики структуры турбулентного потока ясно, что разделение и концентрация минералов в соответствии с их свойствами зависят не только от продольных скоростей водотока, но и от частоты пульсаций, устойчиво сохраняющейся по глубине. То обстоятельство, что частота пульсаций по глубине больше частоты горизонтальной составляющей, хотя собственно вертикальная составляющая от дна к поверхности убывает, является существенным фактором разделения минерального вещества. Еще более значительно свойство турбулентного режима, состоящее в непрерывном изменении знака вертикальной составляющей. Это позволяет считать, что пульсация «оказывает одинаковое воздействие как на состояние внутри потока, так и на его дно» [Мацуев, 1958, с. 76].

Итак, сложная вихревая структура турбулентного потока представляет среду, где совершается таинство сортировки минеральных частиц в соответствии с их физическими свойствами и гидравлическими характеристиками. Те частицы, которые требуют на взвешивание значительно больших затрат энергии, чем развивает поток в направлении как вертикальной, так и горизонтальной составляющих, выпадают на дно и накапливаются в его постели; частицы, требующие на перемещение меньше энергии, переносятся и удаляются из данной зоны концентрации. Такой процесс имеет место не только в организованных руслах рек, но и в любой прибрежной волноприбойной зоне, на слабонаклонных поверхностях, где развит смыв, и т. д.

3.2. Минералы в водном потоке

Минералы с той или иной константой гипергенной устойчивости, вовлеченные флювиальными процессами в россыпеобразование, в турбулентном потоке подвергаются переносу и разделению в соответствии с определенными параметрами гидравлических характеристик, концентрируются рудные минералы по этому же признаку. Концентрация – конечная стадия образования в россыпи минеральных парагенезисов.

К числу наиболее важных характеристик россыпеобразования, как было отмечено, относится гидравлическая крупность минералов. В гидравлике применяются ее значения, выведенные по соотношению Стокса для некоторых средних сферических зерен, близких по плотности к кварцу. Однако выражение Стокса, в котором эмпирически установлена зависимость между силой сопротивления частиц движению в жидкости, скоростью свободного падения, ее радиусом и коэффициентом вязкости, недостаточно, когда требуется точно определить поведение отдельных природных минералов в потоках (обогащение руд и песков, естественное разделение минералов и др.). Поэтому были поставлены специальные экспериментальные исследования. Впервые такая работа выполнена, по-видимому, Р. Ричардсом [Richards, 1909], показавшим, что максимальная скорость осаждения зерен галенита, кварца и антрацита размером 0,12 мм отличается от минимальной соответственно в 1,8, 2,8 и 7,9 раза. Аналогичные исследования с золотом провел М. И. Львович [1938]. Позже список минералов в эксперименте был расширен Л. П. Мацуевым [1958, 1960], а затем Ю. В. Шумиловым и А. Г. Шумовским [1975].

Таблица 3.1

Сравнительные данные экспериментальных и расчетных определений гидравлической крупности некоторых минералов [Мацуев, 1958]

Средний размер зерен, см	Скорость падения зерен, см/с, определенная		Средний размер зерен, см	Скорость падения зерен, см/с, определенная	
	экспериментально	по формуле Л. П. Мацуева		экспериментально	по формуле Л. П. Мацуева
Кварц ($\rho = 2,65 \text{ г/см}^3$)			Галенит ($\rho = 7,5 \text{ г/см}^3$)		
1,193	39,3	36,4	1,193	93,4	96
0,228	16,67	15,6	0,228	44,2	41,87
0,063	6,72	7,2	0,063	19,28	19,93
0,0199	2,44	2,28	0,0215	8,85	7,86
0,00478	0,15	0,188	0,00484	1,1	0,76
0,00126	0,013	0,014	0,00128	0,0478	0,057

Примечание. Здесь и далее ρ – плотность минерала.

Л. П. Мацуев [1958] дал математическое выражение скорости свободного падения частиц конкретных минералов в жидкости, основанное на учете сопротивления гидравлического и внутреннего, вызываемого вытеснением жидкости обтекаемым телом, а также трения, возникающего между поверхностью тела и жидкостью. Полученное им выражение подтверждено при сравнении расчетных и экспериментальных данных (табл. 3.1). В работе приведен обширный интересный экспериментальный материал (табл. 3.2), характеризующий скорость свободного падения естественных зерен кварца (плотность $\rho = 2,65 \text{ г/см}^3$), касситерита ($\rho = 6,92 \text{ г/см}^3$) и галенита ($\rho = 7,5 \text{ г/см}^3$).

Таблица 3.2

Конечная скорость свободного падения (гидравлическая крупность) естественных зерен различных минералов [Мацуев, 1958]

Размер зерен, мм	Конечная скорость падения, мм/с	Размер зерен, мм	Конечная скорость падения, мм/с	Размер зерен, мм	Конечная скорость падения, мм/с	Размер зерен, мм	Конечная скорость падения, мм/с
Кварц ($\rho = 2,65 \text{ г/см}^3$)				Касситерит ($\rho = 6,92 \text{ г/см}^3$)			
11,93	393	0,182	20,41	2,4	339,8	0,028	2,5
6,41	289	0,112	7,14	0,74	166,5		
2,44	168	0,0629	2,52	Галенит ($\rho = 7,5 \text{ г/см}^3$)			
1,04	94,5	0,0253	0,442				
0,51	52,7	0,0144	0,156				
Касситерит ($\rho = 6,92 \text{ г/см}^3$)				11,93	934	0,160	74,6
				6,41	680	0,0839	37
				2,44	420	0,0484	11
12,4	777,8	0,34	95,3	1,04	252,5	0,0176	1,14
4,57	482,8	0,09	20,6	0,51	160,4	0,0134	0,568

В работе Ю. В. Шумилова и А. Г. Шумовского [1975] представлены материалы экспериментального изучения гидравлической крупности 27 минералов. Авторы показали, что «наряду с удельным весом [плотностью] на скорость осаждения минералов в природе в очень сильной степени влияет также размер, форма, характер поверхности зерен» [с. 1174]. Так, например (табл. 3.3), окатанные и неокатанные зерна кварца одинакового размера отличаются по скорости падения (гидравлической крупности) на 20–40%. Вместе с тем, по наблюдениям исследователей, «в ряду от золота к алмадину при четырехкратном уменьшении удельного веса [плотности] (учитываемого $K_{г.} - Н. Ш.$) гидравлическая крупность уменьшается лишь на 20–60% для разных фракций. Если же сравнить киноварь и алмадин, то они не различаются по гидравлической крупности при различии удельных весов [плотностей] вдвое» [там же]. В то же время многие минералы с различной плотностью (рис. 3.1) показали аналогичные или близкие скорости падения (золото-

Таблица 3.3

Гидравлическая крупность различных минералов [Шумилов, Шумовский, 1975] (в см/с)

Минерал	Плотность, г/см ³	Коэффициент сферичности	Зерна размером, мм			
			2-1	1-0,5	0,5-0,2	0,2
Золото	16,9	51-91	20-45	4-37	11-18	3-5
Киноварь	8,2	61-79	16-25	8-16	3-12	-
Вольфрамит	7,1	59-81	13-29	11-20	4-12	-
Касситерит	7,0	79-85	29-32	12-22	9-13	-
Шеелит	6,0	67-85	-	12-21	4-12	-
Колумбит	6,0	67-79	-	9-13	4-11	-
Магнетит	5,2	75-91	-	9-17	3-13	2-5
Пироп	5,0	85-93	20-26	15-22	9-17	-
Ильменит	4,7	71-83	-	9-20	5-14	1-4
Пикотит	4,6	75-85	-	11-12	4-11	-
Малакон	4,3	63-73	-	-	3-5	-
Рутил	4,2	69-75	-	-	3-9	-
Алмадин	4,1	83-93	16-25	8-15	3-12	-
Брукит	4,1	67-79	-	-	3-7	-
Шпинель	3,9	75-79	-	-	5-6	-
Лимонит	3,7	75-81	-	-	5-7	-
Топаз	3,6	67-75	-	6-10	5-7	-
Сфен	3,4	63-77	-	-	3-4	-
Эпидот	3,4	69-81	-	-	3-5	-
Амфибол	3,3	49-71	-	6-10	2-7	-
Турмалин	3,1	73-81	-	4-8	3-5	-
Андалузит	3,1	63-77	-	-	2-3	-
Биотит	3,1	73-83	-	5-7	-	-
Актинолит	3,0	45-69	-	5-7	2-6	-
Кварц (окатанные зерна)	2,6	57-93	10-21	5-7	3-6	-
Кварц (неокатанные зерна)	2,6	60-90	7-17	6-8	3-6	-
Янтарь	1,1	45-81	1-2	0,5-2	<0,1	-

пирит, монацит-кварц, кинноварь-пикотит). У минералов крупных фракций ясно выражена связь между плотностью и скоростью падения в жидкой среде, а для мелких зерен она не имеет значения. Видимо, взаимодействие субмикроскопических и микроскопических (менее 0,2 мм) зерен кристаллического вещества с жидкостью определяется иными свойствами – силами поверхностного взаимодействия с водной средой, гидрофобностью и гидрофильностью, способностью к катионно-анионному обмену и т. д.

Скорость свободного падения минералов в жидкости представляется очень важным параметром, изучение которого, на что уже обращалось внимание [Шило, 1956], должно быть расширено. Это явление относится к пограничной области, находящейся на стыке нескольких наук, и при его исследовании могут быть сделаны совершенно неожиданные открытия. Но все же сам по себе показатель скорости свободного падения минерала в жидкости не может служить единственной основой для понимания сущности процесса разделения и осаждения рудных компонентов в природной обстановке. Эта проблема, на мой взгляд, получит более четкое решение, если будет использована и величина так называемой равнопадаемости, которая нашла широкое применение в обогащательной практике [Мацуев, 1958]. Физический смысл параметра равнопадаемости состоит в том, что для разных минералов с одинаковой скоростью свободного падения отношение размеров (диаметров) зерен пропорционально плотности минералов и среды, а также коэффициентам сопротивления среды равнопадающим зернам:

$$d_1/d_2 = [(\rho_2 - \rho_{\text{сред}}) \psi_1] / [(\rho_1 - \rho_{\text{сред}}) \psi_2],$$

где d_1 и d_2 – диаметры равнопадающих зерен минералов; ρ_1 и ρ_2 – плотности равнопадающих минералов; $\rho_{\text{сред}}$ – плотность среды (жидкости); ψ_1 и ψ_2 – коэффициенты сопротивления среды движению зерен минералов.

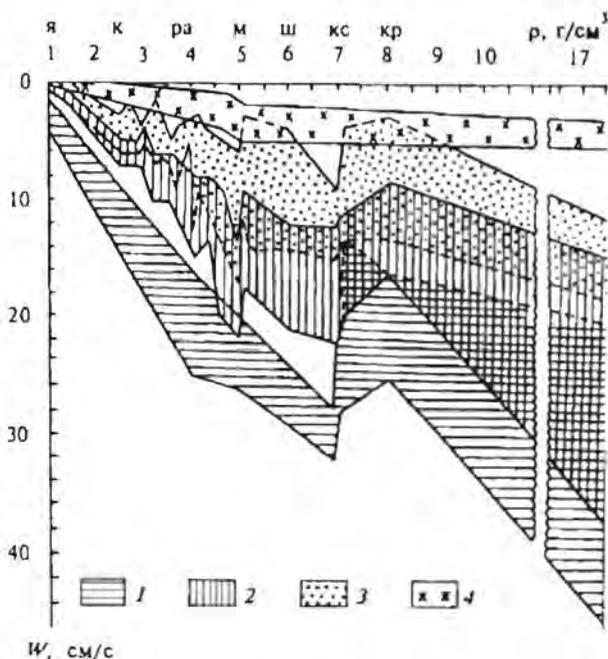


Рис. 3.1. Гидравлическая крупность (W) минералов различной плотности (ρ) [Шумилов, Шумовский, 1975]: я – янтарь; к – кварц; р – роговая обманка; а – алмаз; м – магнетит; ш – шеелит; кс – касситерит; кр – кинноварь, фракции золота (мм) 1 – 2–1, 2 – 1–0,5, 3 – 0,5–0,2, 4 – <0,2.

Равнопадаемость, выраженная коэффициентом равнопадаемости, – величина, эффективно отражающая комплекс гидравлических свойств минералов. Она, если можно так сказать, представляет собой математическое выражение совокупности признаков, определяющих парагенетические ассоциации и разнофракционный состав минералов в каждой данной точке пласта россыпи. Используя эту зависимость в технологии обогащения, П. В. Лященко [1940] пришел к выводу, который может быть полностью распространен и на процессы переноса, разделения и концентрации рудного вещества практически всех полезных ископаемых при образовании россыпей: «Разделение взвеси по плотности независимо от размеров (! – Н. Ш.) зерен осуществляется, но этому, конечно, препятствует взаимное трение твердых частиц и их непроницаемость. Этот, на первый взгляд, парадоксальный, случай разделения реален... Оптимальным условием разделения зерен, отношение размеров которых больше коэффициента равнопадаемости, по плотности является полное отсутствие восходящей струи, и оно тем более возможно, чем меньше скорость восходящей струи» [цит. по: Мацуев, 1958, с. 19]. Однако в реальных условиях турбулентного потока всегда существует вертикальная составляющая скорости водного потока. В этом случае помимо гидравлической крупности и коэффициента равнопадаемости для процесса дифференциации частиц приобретает значение коэффициент равнораспределенности (e), равный коэффициенту равнопадаемости в степени $3/2$:

$$e=(d_1/d_2)^{3/2}.$$

Приведенное выражение означает, что в реальном потоке необходима еще некоторая дополнительная энергия по сравнению с требуемой для разделения минералов только в соответствии с их гидравлической крупностью. В водном потоке с турбулентной структурой вертикальная составляющая является силой, способствующей выносу уже осевших на дно зерен минералов (разумеется, частицы тяжелых и легких минералов, обладающие начальной скоростью, меньшей скорости вертикальной составляющей, будут взвешены и вынесены). Соотношение между геометрическими размерами тяжелых и легких частиц полностью подчиняется принципу равнопадаемости. Л. П. Мацуев [1958] полагает, что «твердые частицы в результате наличия вертикальной составляющей, с одной стороны, непрерывно взвешиваются, с другой – осаждаются из движущегося потока в постель с определенной силой» [с. 88], которая является равнодействующей двух сил – силы, вызванной вертикальной составляющей скорости, и силы тяжести.

В зависимости от режима потока при сохранении его общей структуры характер обтекания минерала (приграничный слой) может изменяться. Динамика взаимодействия минеральных частиц со средой в той или иной степени определяется и различными свойствами зерен (в том числе и их размерами). С этих позиций все природные минералы можно разделить на три группы. К первой группе относятся зерна (обломки пород) такого размера, при котором их обтекание в приграничном слое турбулентно, вторая группа имеет ламинарный режим обтекания, третья – вязко-жидкий.

3.3. Минералы в волноприбойной зоне морских и озерных водоемов

По характеру седиментогенеза волноприбойная зона отличается от области развития флювиальных процессов как в организованных, так и в слабо выраженных аperiodических руслах. Однако экспериментальный материал свидетельствует о принципиальном сходстве динамики турбулентного режима в накатывающейся волне и потоках. Следовательно, и здесь основные законы поведения минералов в водной среде сохраняют свою силу. Так, в очень интересной, корректной работе П. А. Волкова [1965, с. 346] экспериментально получено уравнение максимальной скорости волны, при которой начинается массовое движение слагающего пляж минерального вещества:

$$v_c = 41,4 \rho^{2/3} d^{1/3} t^{1/4},$$

где v_c – срывающая критическая скорость волнового потока, см/с; ρ – плотность, г/см³; d – диаметр зерен, мм; t – период волны, с.

Оно несколько отличается от рассмотренных выше выражений лишь тем, что автор не учел параметра Рейнольда.

Воспроизведенная же П. А. Волковым физическая модель сортировки минерального вещества может быть получена лишь на основе равнопадаемости зерен, определяемой их диаметром, формой и плотностью. Действительно, после того как песчаное дно в опытном лотке приняло волнистую форму со строго разграниченными глубокими вымоинами и большими валами, максимальные концентрации минералов пришлось «на участки больших вымоин и на откосы валов» [там же, с. 348]. Такую картину может дать только турбулентный поток с горизонтальной и вертикальной составляющими скоростей, под действием которых легко взвешиваемые зерна вымываются, и таким образом осуществляется дифференциация материала.

Вместе с тем необходимо помнить, что, несмотря на сходство механизма переноса, сортировки и концентрации рудного вещества в речном потоке и волноприбойной зоне морей и озерных водоемов, их геологическая деятельность не может быть полностью отождествлена, поэтому возникающие в том и в другом случаях россыпи характеризуются рядом отличий. Для иллюстрации этих различий можно привести план строения россыпи редкометалльных минералов, образованной волноприбойной деятельностью в прибрежной зоне [Григорьева, 1965, с. 268], и ее разрез по А–Б (рис. 3.2).

Далее природная обстановка процесса взаимодействия минералов со средой и образование россыпных месторождений в различных условиях будут рассмотрены для золота, так как именно для этого минерала получены данные в результате специально проводившихся полевых исследований и лабораторных экспериментов.

Турбулентный поток, как было отмечено выше, представляет собой динамическую среду разделения и осаждения равнопадающих зерен рудного вещества. В возникающих при этом парагенезисах, являющихся унаследованными ассоциациями минералов коренных месторождений различных формаций, за счет процессов дифференциации в водной среде изменяются количественные соотношения и нередко деформируется качественный ряд. Таким

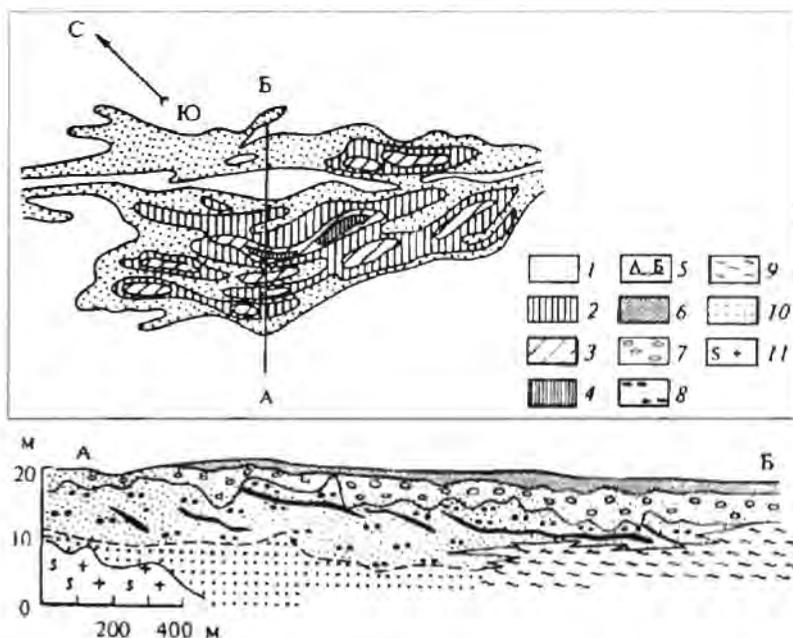


Рис. 3.2. Строение прибрежной россыпи, сформированной во время регрессии (по Ю. Д. Птушкину). Содержание полезных компонентов в россыпи: 1 – очень бедное, 2 – бедное, 3 – среднее, 4 – богатое; 5 – линия профиля; строение россыпи: 6 – четвертичные суглинки, 7 – грубозернистые пески и галечники, 8 – продуктивная толща – средне- и мелкозернистые слабоглинистые пески, 9 – темно-зеленые глины, 10 – кварц-гидроксилиновые пески, 11 – граниты

изменениям подвержен и фракционный состав самородного золота. Учитывая высокую константу его гипергенной устойчивости, представляется необходимым детально рассмотреть те особенности минерала, которые влияют на его поведение во флювиальном потоке с турбулентным режимом, в частности гидравлическую крупность.

Термин «гидравлическая крупность частиц россыпного золота» впервые применил М. И. Львович [1938, с. 92] в изложении результатов обстоятельного изучения скорости падения в водной среде золотинок различной крупности. Его исследования выявили, что скорость осаждения частиц золота одной ситовой фракции колеблется в значительных пределах: частицы золота размером 0,83 мм обладают гидравлической крупностью в пределах 126,2–454,5 мм/с, частицы размером 2,23 мм – в пределах 109,2–409,7 мм/с. Эти расхождения автор вслед за Р. Ричардсом объяснил формой зерен одинакового размера. Различия их формы, исходя из того, что подавляющая масса золотинок в россыпях имеет уплощенную форму, геометрически сходную с сегментами шара, в первом приближении он определил «коэффициентом формы» (K), представляющим отношение диаметра к толщине: $K = d/h$, где d – диаметр зерна золота; h – толщина зерна.

Опыты М. И. Львовича (табл. 3.4) показали очень большие различия в скорости падения зерен с одинаковым диаметром в зависимости от величины

Таблица 3.4

Гидравлическая крупность зерен золота [Львович, 1938]

Диаметр зерен, мм	Коэффициент формы	Действительная гидравлическая крупность, мм/с	Диаметр зерен, мм	Коэффициент формы	Действительная гидравлическая крупность, мм/с
Плотность 15,4 г/см ³			Плотность 15,4 г/см ³		
4	18,9	249,5	0,83	3,0	397,0
4	5,2	662,5	0,59	5,6	102,7
2,75	17,2	217,2	0,59	5,1	130,6
2,75	6,5	518,1	0,37	6,3	95,4
2,23	12,5	180,5	0,37	5,4	111,2
2,23	2,7	530,3	0,19	5,4	71,3
1,84	9,4	177,2	Плотность 15 г/см ³		
1,84	3,9	484,6			
1,58	11,7	167,6			
1,58	3,6	373,3			
1,29	10,8	177,7	0,19	1,8	87,9
1,29	4,6	352,2	0,1	2,9	78,9
1,04	9,5	176,5	Плотность 17 г/см ³		
1,04	3,6	358,2			
0,83	12,0	112,3	0,1	1,3	95,2

коэффициента формы, причем в крупных фракциях максимальное и минимальное значения скоростей падения золотин (гидравлические крупности) отличаются в 3 раза и более, в мелких ($d=0,1$ мм и меньше) фракциях отличия менее заметны или вообще отсутствуют. Интересно, что иногда зерна даже с различной плотностью, но при близких коэффициентах формы имеют почти одинаковую величину скорости падения. Это, в частности, видно из экспериментальных данных Л. П. Мацуева (табл. 3.5).

Проблема гидравлической крупности золота анализировалась мною в самом общем виде [Шило, 1956], затем были поставлены более широкие ис-

Таблица 3.5

Конечная скорость свободного падения естественных зерен золота [Мацуев, 1958]

Диаметр зерен, мм	Конечная скорость падения, мм/с	Диаметр зерен, мм	Конечная скорость падения, мм/с
4	516,4/-	1,04	208,6/239,8
2,75	461,8/-	0,83	141,6/-
2,23	328,6/370,8	0,59	102,7/142,9
1,84	-/305,2	0,37	95,4/-
1,58	276,0/300,2	0,19	71,3/122,4
1,29	254,3/-	0,1	-/95,2

Примечание. В числителе – золото с плотностью 15,4 г/см³, в знаменателе – с плотностью 17 г/см³. Форма зерен характеризуется в эксперименте отношением их среднего диаметра к толщине, равным 5–7,7.

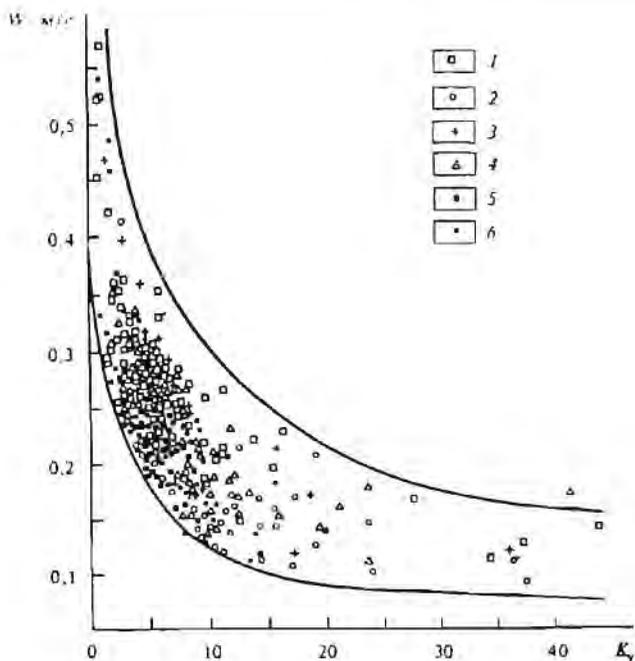


Рис. 3.3. Распределение гидравлической крупности естественных частиц золота в зависимости от их уплощенности: 1–6 – данные по отдельным россыпям

следования [Шило, Шумилов, 1970а], в частности предпринята попытка выяснить генетический смысл гидравлической крупности частиц золота при образовании россыпей. Так, для некоторых месторождений Западной Чукотки определены фактические скорости падения зерен в воде и изменения этого показателя в зависимости от формы частиц. Полученные данные (рис. 3.3) свидетельствуют о четкой связи между степенью уплощенности зерен и скоростью их падения в воде. Значения скорости падения частиц золота из 12 россыпей (для наглядности график составлен по 6 россыпям) укладываются на графике в по-

ле, ограниченном верхней и нижней кривыми, независимо от размера и массы частиц золота. Результаты экспериментов хорошо совпадают с данными М. И. Львовича, хотя коэффициент формы (K_f) М. И. Львовича заменен коэффициентом уплощенности частиц (K_y), включающим три измерения: длину (A), ширину (B) и толщину (C):

$$K_y = (A+B)/2C - 1.$$

Если зерно имеет форму идеального шара, то K_y равен нулю. Данные, полученные в эксперименте с естественными частицами золота россыпей Западной Чукотки (см. рис. 3.3), были уточнены при проведении серии опытов, результаты которых представлены в табл. 3.6 и на рис. 3.4. В процессе опыта из золота (пробность около 900, плотность $18,6 \text{ г/см}^3$) одной россыпи было изготовлено 10 шариков, которым при расплющивании придавалась форма дисков с определенным коэффициентом уплощенности. Затем определялись скорости падения в воде этих частиц. Опыты показали, что при одинаковой массе скорость падения зерен тем меньше, чем больше его коэффициент уплощенности (см. рис. 3.4).

Таким образом, для золота выявлено свойство равнопадаемости зерен различных размеров и формы. Именно в этом свойстве заключается одна, но не единственная причина присутствия в россыпных месторождениях, в от-

дельных их гнездах или небольших струях золотин неодинаковых размеров, т. е. разнофракционного состава россыпных месторождений. Физический смысл равнопадаемости частиц с учетом влияния их гидравлической крупности не оставляет сомнений в том, что так называемые активные и пассивные фракции золота (на чем основывал свои теоретические выводы и вытекающие из них положения по густоте разведочной сети А. В. Хрипков) — понятия надуманные. «Достаточно пассивными, точнее, россыпеобразующими являются все фракции золота, независимо от их крупности, если они обладают очень малым коэффициентом уплощенности, не превышающим пяти» [Шило, Шумилов, 1970а, с. 196]. Сказанное, разумеется, справедливо лишь для идеального случая. В природе на процесс россыпеобразования накладывается сложный комплекс геологических явлений, о которых будет сказано ниже.

Исследования Л. П. Мацуева, М. И. Львовича, Н. А. Шило, Ю. П. Шумилова, А. Г. Шумовского и других специалистов показали, что разница между минимальными и максимальными значениями скоростей падения у природных зерен золота в зависимости от их формы, т. е. уплощенности, намного больше, чем у других минералов, поэтому выбор золотом равнофракционных «партнеров» из различных минералов, образующих в россыпях парагенезисы, вероятно, подчиняется стохастическому закону. М. И. Львович [1938], например, полагает, что гидравлическая крупность частиц золота

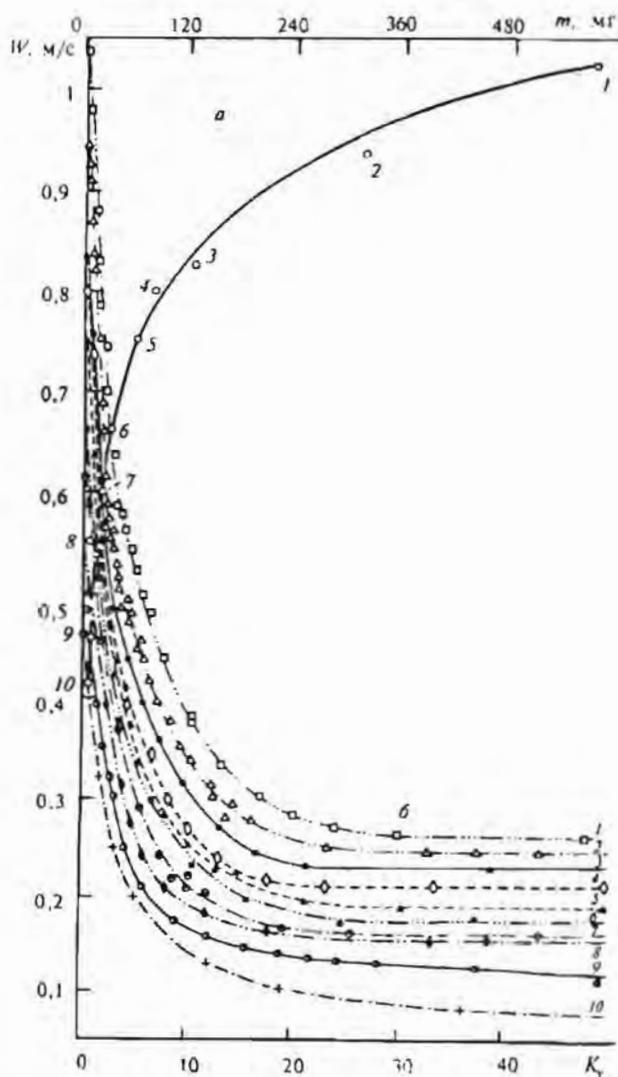


Рис. 3.4. Изменение гидравлической крупности экспериментальных частиц золота в зависимости от их массы (а) и степени уплощенности (б); 1-10 — частицы различной массы (графики соответствуют данным табл. 3.6)

Экспериментальные данные о зависимости гидравлической крупности от формы частиц

Номер частицы в опыте	Масса, мг	В начале опыта		В конце опыта			
		A=B=C	K_y	A	B	C	K_y
1	586	3,92	0	15,46	13,64	0,30	47,5
2	316	3,18	0	13,27	8,53	0,25	42,6
3	122	2,32	0	11,22	8,43	0,25	38,3
4	79	2,01	0	8,36	7,30	0,16	47,9
5	57	1,80	0	8,01	6,69	0,15	47,9
6	28	1,43	0	6,02	6,0	0,10	59,01
7	20	1,25	0	5,04	4,98	0,09	54,7
8	9	0,97	0	4,8	3,6	0,09	51,5
9	5	0,79	0	4,45	3,5	0,08	48,6
10	2	0,57	0	2,79	2,3	0,07	35,3

плотностью 16 г/см^3 при коэффициенте формы около 5 приблизительно соответствует скорости осаждения частиц свинцового блеска (плотность $7,5 \text{ г/см}^3$), а при коэффициенте формы 15 близка к гидравлической крупности кварца (плотность $2,6 \text{ г/см}^3$). По его данным, гидравлическая крупность частиц породы, вмещающей золото, находится в пределах от 10 до 350 мм/с, а частиц золота – от 71 до 751 мм/с. Максимальный диаметр частиц породы составляет 10 мм, золота – 6 мм, минимальный – соответственно 0,48 и 0,1 мм.

Эта зависимость, вероятно, носит более сложный характер и определяется не только крупностью золотин, концентрирующихся с ними минералов и обломков горных пород. На скорость падения зерен влияют и свойства поверхности частиц (микрорельеф, гидрофобность, гидрофильность, катионно-ионный обмен, электрическая активность), о чем уже говорилось выше. Кроме того, несомненное значение имеют также газовой-жидкие включения или частицы других минералов (твердая фаза включений). Однако если по крупности россыпного золота накоплен достаточно обширный материал [Шило, 1963 и др.], то этого нельзя сказать о размерности его выделений в рудных месторождениях. Еще меньше изучены другие свойства поверхности золота и минералов, присутствующих в парагенетической с ним ассоциации. Влияние всех особенностей поверхности зерен на скорость осаждения частиц в воде – слабо исследованная область, хотя такие сведения нужны для осуществления практических работ, где очень часто используются расчетные величины, полученные по упомянутому отношению Стокса, для этих целей совершенно непригодному.

3.4. Размер и форма выделения минералов – ведущий признак россыпеобразующих формаций

Вопрос об отнесении месторождений или рудопроявлений к россыпеобразующим формациям с точки зрения законов гидродинамики решается однозначно. Месторождения различных формаций, характеризующиеся мине-

ралами, которые в водном потоке при максимальных скоростях его движения осаждаются на дно, могут быть отнесены к россыпеобразующим. Такие месторождения независимо от литолого-структурной обстановки сопровождаются, как правило, россыпями.

Исследование проблемы россыпеобразования показало, что зерна, например, золота размером менее 0,2–0,1 мм с коэффициентом уплощенности выше 5 относятся к легкоподвижным. Их миграционная способность очень велика. Следовательно, можно заключить, что все коренные источники, содержащие золото или другие минералы этого класса крупности и уплощенности (по М. И. Львовичу – с подобным коэффициентом формы), не следует относить к россыпеобразующим.

Итак, ведущий признак россыпеобразующих формаций – размер и форма выделений рудных минералов. В природной обстановке в зависимости от характера минерала коренные месторождения то сопровождаются россыпями, то, напротив, не формируют их даже вблизи рудных тел. Для объяснения таких пространственно-генетических соотношений рудных месторождений и россыпей целесообразно руководствоваться принципом взаимозависимости размерности зерен золота и минералов, составляющих с ним парагенетические ассоциации. И золото, и парагенетически связанные с ним минералы находятся в той или иной степени в определенной корреляционной связи и с гранулометрическим составом включающих рудные компоненты осадочных пород. Фракционирование и осаждение минерального вещества в гидродинамическом потоке определяются свойством равнопадаемости зерен, которое обусловлено не только качественными физическими особенностями частиц, но и средой, где осуществляется этот процесс, т. е. в сущности имеет значение принцип соответствия размерности зерен минеральных компонентов среды. Однако в ходе развития континентального литогенеза флювиальная геологическая деятельность, зависящая от сложного и длительного взаимодействия эндогенных и экзогенных сил, часто вносит коррективы в идеальную линию россыпеобразования. Поэтому коренные месторождения, которые по характеристике рудных минералов не должны давать россыпей, нередко ими сопровождаются. Понимание сущности причин такого рода отклонений, не только не нарушающих принцип соответствия, но подтверждающих его, связано со всесторонним исследованием геологических условий образования россыпей. Этим вопросам и посвящаются следующие разделы книги.

4. РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

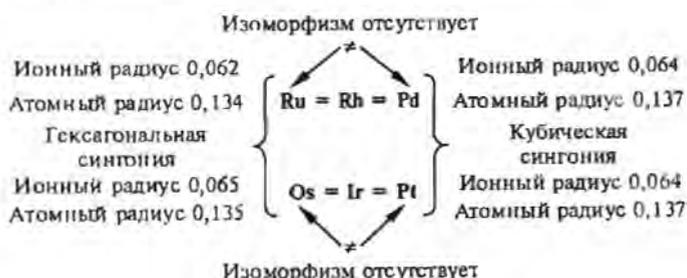
4.1. Платиново-металльные формации

Общая характеристика

Металлы группы платины, представленные двумя триадами, образуют обширное семейство минералов, которые в экзогенных условиях, обладая близкими значениями константы гипергенной устойчивости, проявляют, как считалось, сходные с минералами золота параметры концентрации, что и по-

зволюло отождествлять их поведение в россыпеобразующих процессах. Однако коренные источники золотой и платиновой ассоциаций резко отличаются по тектоническим позициям, петрологическим особенностям магматических комплексов, с которыми связана минерализация золота и элементов платиновой группы; наконец, они далеко не одинаково с золотом ведут себя в рудообразующих геохимических системах. Платиново-металлическая и золото-серебряная минеральные ассоциации, локализуясь в структурах земной коры с разной металлогенической специализацией, в ходе развития россыпеобразующего процесса еще больше обособляются, что в какой-то степени определяется разной тектоно-геоморфологической позицией их коренных источников, т. е. рудных месторождений. Все это служит поводом для того, чтобы платиново-металлические формации коренных источников были рассмотрены в самостоятельном разделе учения о россыпях.

Платиноиды, относясь к *d*-элементам, образуют в VIII группе периодической системы Д. И. Менделеева две триады; одна из них (Ru, Rh, Pd), включающая легкие элементы, принадлежит к 5-му периоду, триада тяжелых элементов (Os, Ir, Pt) – к 6-му. Такое их положение, несмотря на сходное строение электронных оболочек, индивидуализирует эти элементы в минералообразующих процессах:



Однако другие физико-химические параметры, к примеру близость ионных радиусов (например, в четырехвалентном состоянии) и одна и та же сингония, способствуют совместимости Pt и Pd, нередко определяющей изоморфное замещение этих элементов, что дает непрерывные ряды минеральных фаз. По сингонийному признаку аналогичная совместимость должна была бы проявляться и у Os с Ru, но различие у них ионных радиусов при аналогичной валентности, по-видимому, определяют большее сходство и совместимость Os с Ir, который в одинаковом валентном состоянии имеет такой же ионный радиус (0,065), хотя иридий структурируется в кубической сингонии, тогда как Os – в гексагональной. По-видимому, сходный ионный радиус (0,065) у Ru способствует совместимости Os и с этим элементом. Размеры атомных радиусов позволяют понять многие комбинации парагенезисов платиново-металлической ассоциации в природных рудных системах. Вероятно, Rh и Ir, относящиеся к кубической сингонии, обладая сходными ионными и атомными радиусами с Ru и Os, играют роль некоего мостика, соединяющего Rh–Os с Pd–Pt парой. По температурам плавления выделяются тугоплавкие – Os, Ir, Ru (3027, 2447, 2250°C) и легкоплавкие – Rh, Pt, Pd (соответственно 1963, 1769, 1554°C) элементы.

Особого внимания заслуживает достаточно полно исследованная [Черняев, 1973] способность платины к комплексообразованию, что совершенно не учитывается геохимиками и рудными геологами, изучающими месторождения рассматриваемых металлов. Эти свойства, между прочим, характерны вообще для элементов VIII группы; имея небольшой атомный радиус, они могут присоединять молекулы или лиганды других солей, не повышая основной валентности. Для объяснения этого парадоксального явления А. Вернер [Черняев, 1973] ввел понятие о побочной валентности, которая и определяет их комплексообразующие тенденции, правда, в пределах 4-й и 6-й координаций, что указывает на проявление этих свойств, ограничивающихся умеренными давлениями или небольшими глубинами развития рудообразующих систем.

Платиновые металлы, хотя и объединяются принадлежностью к *d*-элементам и положением в VIII группе периодической системы Д. И. Менделеева в ясно очерчиваемую по своим фундаментальным свойствам общую ассоциацию, что, в сущности, и лежит в основе их геохимического поведения, тем не менее по различию и последовательной смене конфигураций электронной оболочки ($Ru\ 4d^75s^1 \rightarrow Rh\ 4d^85s^1 \rightarrow Pd\ 4d^{10}s^0 \rightarrow Os\ 5d^6s^2 \rightarrow Ir\ 5d^7s^2 \rightarrow Pt\ 5d^96s^1$), даже на фоне обобщенных химических свойств, в рудном процессе проявляют индивидуальные особенности. Возможно, что эти же параметры являются главной причиной высокой минерагенности некоторых платиноидов; здесь первое место принадлежит платине, дающей 48 своих минеральных видов; ей не уступает, как и следовало ожидать, палладий (45 минеральных видов), за ними следует иридий, правда, его минерагенность по сравнению с платиной снижается в 2 раза; минерагенность осмия меньше даже, чем у иридия. Рутений и родий, рассеиваясь в других минералах, практически не дают своих. В настоящее время известно более 100 минеральных видов платиноидов. Кроме того, установлено более 500 минералов, в которых присутствуют элементы платиновой группы.

Родство платиново-металлической ассоциации с триадой элементов, находящихся в той же VIII группе, но в 4-м периоде, т. е. с Fe, Co, Ni, позволяющее в изовалентном состоянии им объединяться, определяется, кроме того, принадлежностью этих элементов к высшей сингонии. Последняя часто отражается в рудных формациях в появлении минералов преимущественно в кубонидной форме, но иногда гексагональной, что, по-видимому, объясняется принадлежностью Os и Ru к этой сингонии. Различная сингония металлов платиновой группы и их родство с элементами 4-го периода IV-VIII рядов, несомненно, лежат в основе образования интерметаллидов, проявлении широкого изоморфизма, склонности к комплексообразованию, что нормирует многие черты минеральных парагенезисов в рудных платиново-металлических системах.

Платина, характеризующаяся высокой сидерофильностью, проявляет свойства халько- и сульфофильности, поэтому совершенно естественно возникают ассоциации таких минералов, в которых присутствуют Sb, As, S (сперрелит, геверсит, звягинцевит, куперит и др.). Вероятно, близкие параметры атомов и ионов платины и палладия определяют и сульфофильность последнего, что находит отражение в образовании совместных парагенезисов

в медно-никелевых богатых сульфидами месторождениях. Этими же причинами можно объяснить присутствие в некоторых рудных платиново-металльных формациях золота и серебра. Однако возможно, что такое парагенетическое партнерство определяется и амфотерностью золота, характерной также и для платины.

Весьма важные свойства платина и некоторые элементы её группы проявляют при высоких температурах. В этих условиях Pt активно взаимодействует со щелочами и галогенами и образует с ними легкоподвижные, в частности хлоридные, соединения. Они легко разрушаются при встрече с углеродистым веществом, создающим на основе кислородсодержащих групп сложные комплексы. Вероятнее всего с этим связаны её участие в метасоматическом рудообразовании и появление в углеродсодержащих толщах зеленосланцевого метаморфизма, где, между прочим, в значимых количествах установлены хлориды калия. Палладий, обладая аналогичными химическими свойствами, хотя и более высокой активностью, присутствует во всех природных ситуациях, в которых образуются минералы платины.

В геохимических процессах платиново-металльные элементы свои сидеро- и халькофильные свойства в рудообразовании реализуют по-разному, что индивидуализирует их поведение, позволяющее этим элементам на разных стадиях формирования рудных парагенезисов разделяться или, напротив, входить в состав одних и тех же минералов, вступать во взаимодействие с сидеро- или халькофилами, образуя широкий спектр минеральных фаз на основе изоморфных смесей.

Отмеченные химические и кристаллографические параметры элементов платиновой группы, а также их положение в периодической системе Д. И. Менделеева и некоторые особенности геохимического поведения, несомненно, являются определяющими групповые тренды их минерагенности. Минералы обеих триад этих элементов объединяются в четко очерчиваемые три группы. В первую входят самородные металлы и их естественные сплавы, во вторую – интерметаллиды или твердые растворы, в третью – сульфидные, сульфидарсенидные и арсенидные образования.

В группе сплавов или кристаллитов объединяются как минералы самородных элементов, так и широкий комплекс минеральных фаз, образованных неупорядоченными природными системами, возникающими преимущественно на основе платины и палладия с элементами 4-го периода (Fe, Co, Ni), электронные оболочки которых (соответственно $3d^{64}s^2$, $3d^{74}s^2$, $3d^{84}s^2$) продолжают оболочки Pt и Pd. Иногда к ним прибавляются Au, Ag и Cu, с близкими электронными структурами (соответственно $5d^{106}s^1$, $4d^{105}s^1$ и $3d^{104}s^1$). По-видимому, к объединяющему эти элементы мотиву в группу естественных сплавов относится также и их принадлежность к кубической сингонии, что в какой-то степени объясняет появление среди кристаллитов твердых растворов, структурирующихся в кубической сингонии. Сплавы платины с железом – наиболее распространенные минералы в платиново-металльной ассоциации, они служат главным компонентом промышленных руд независимо от их формационной принадлежности. Если же к ним прибавить ферроникелистую платину, купроплатину и иридиновую платину, то количественная роль этих минералов, пожалуй, во всех формациях будет очевидной.

Интерметаллиды или эвтектоидные твердые растворы платиновых элементов в различных рудных формациях представлены довольно широко, их разнообразие, несомненно, связано с присутствием минеральных фаз растворов замещения и внедрения, по-видимому, возникающих за счет структур с большой изоморфной емкостью, что позволяет платиново-палладиевым соединениям замещения расширять круг партнеров, изоморфно входящих в различные минералы интерметаллидов. Здесь обычными оказываются как *d*-элементы (Cu, Ag), так и в особенности *p*-элементы IV и V групп (Sn, Sb, Te, Pb, Bi), и даже в некоторых случаях As. Примером этих соединений могут служить почти всегда присутствующие в рудных залежах различной формационной принадлежности изоферроплатина Pt₃Fe, тетраферроплатина PtFe, PtRuIrOs, IrOsPt, RuIrOsPt, масловит PtBiTe, меренскиит (Pd, Pt)(Bi, Te)₂, майченерит (Pd, Pt)(Bi, Te), атоцит (Pd, Pt)₃Sn, плюмпобалладинит (PdPtAg)₃, мончеит (Pt, Pd)(Te, Bi)₂, салберит PdPb, полярит Pd(Pb, Bi), котульскит Pd(Te, Bi)_{1,2}, иногда встречаются интерметаллиды типа (PtPd)₃(FeCoNiCu) и др.

Сульфиды, сульфоарсениды, арсениды и теллуриды платиново-металльной ассоциации представлены сложными соединениями платины и палладия, а также иридия и осмия и изоморфно их замещающих рутения и родия с серой, мышьяком и теллуром. Иногда перечень их расширяется за счет Bi, Sn и других элементов, но они чаще входят в виде примесей в сероарсенид-теллуридные минеральные фазы. Примером их могут служить куперит (Pt, Pd)S, брэггит (Pt, Pd, Ni)S, высокит (Pd, Ni)S, эрлихманит OsS₂, лаурит RuS₂, ирарсит IrAsS, холингуорит (Ru, Pt, Pd)(As, S)₂, сперрилит PtAs₂, арсениды (Rh₂As, RhNiAs, RhPdAs), арсенопалладинит Pd₈(As, Sb)₃, палладарсениды (Pd₃As₂, Pd₃As, (Pd, Ni)₂As), атоцит Pd₃Sn, звягинцевит Pd₃Pb, котульскит PdTe, мончеит PtTe₂, меренскиит Pd(Te, Bi)₂ и многие другие.

Поскольку в рассматриваемой группе элементов ведущая роль принадлежит платине, на долю которой приходится свыше 85% ΣPt, Pd, Ir, Os, Ru, Rh, то ее минералы и определяют обобщенные характеристики россыпеобразующих рудных формаций.

Главные промышленные объекты платиноидов связаны с ультрабазитовыми и базитовыми интрузивными магматическими комплексами, занимающими разное структурное положение в земной коре. Однако вариации минерального состава рудных парагенезисов нормируются тектоно-магматической позицией рудных месторождений, что позволяет выделять ведущие минеральные типы, а в многообразии последних – россыпеобразующие формации, функционально зависимые от многих факторов. Например, отсутствие в россыпеобразующих формациях магматитов, имеющих высокие концентрации металлов платиновой группы, часто определяется термодинамическими режимами, затормаживающими на кластерной фазе рост кристаллов. В таких обстановках возникают тонковкрапленные минеральные выделения, не концентрирующиеся в гипергенных условиях, т. е. появляются нероссыпеобразующие рудные формации. Или, например, высокая халькофильность палладия, по-видимому, служит одной из причин практически полного отсутствия его в россыпных месторождениях.

Для понимания пространственного распределения платиноносных провинций и их связи со структурами земной коры весьма важным представляется характер распределения элементов платиновой группы в тех ассоциациях горных пород, с которыми так или иначе обнаруживается их генетическое родство. Достаточно полные материалы о таком распределении приведены в работе В. Г. Лазаренкова [1999]. В его сводке по единой методике обобщены ранее публиковавшиеся данные, дополненные авторскими исследованиями по вновь открытым платиново-металльным провинциям. Они показывают причины, лежащие в основе формирования металлогенических провинций с платиново-металльным профилем специализации (табл. 4.1–4.4).

В табл. 4.1 показаны средние содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) в эффузивных фациях ультрабазитовых пород; в них просматриваются в общем низкие значения содержаний всей группы этих элементов в коматитах, меймечитах и кимберлитах. И так как эти породы в какой-то степени можно рассматривать в качестве эффузивных аналогов гипербазитовых платиноносных плутонов, то продуктивность последних, очевидно, определяется геодинамическими режимами формирования тех и других.

В табл. 4.2 представлено распределение ЭПГ в интрузивных горных породах, слагающих различные типы массивов. Если не принимать во внимание риф Меренского, то по содержанию Pt на первое место выходят гарцбургиты, за которыми следуют ортопироксениты, дуниты и клинопироксениты. Повышенное содержание Pd отмечается в орто- и главным образом в клинопироксенитах, слагающих концентрически расслоенные плутоны.

В табл. 4.3 показано распределение ЭПГ в дунитах с концентрической расслоенностью (по В. Г. Лазаренкову – зональные), принадлежащих различным платиново-металльным провинциям (Урал, Восточная Сибирь, Канада, Колумбия).

В табл. 4.4 приведены результаты анализов пород различных платиноносных массивов, из которых следует, что среди ЭПГ в пироксенитах масси-

Таблица 4.1

Средние содержания ЭПГ (в мг/т) в коматитах, кимберлитах и меймечитах

ЭПГ	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ru	–	2,8	5,9	3,9	1,9	2,3	2	4	6
Rh	–	–	–	–	0,61	0,65	2	<2	2
Pb	7,6	11,1	8,3	10,9	2,5	0,92	98	<20	4,4
Os	–	–	3,9	2,5	0,76	1,7	13	10	4,2
Ir	1,7	1,42	3,3	2,3	0,66	1,3	3	<6	4,4
Pt	16,6	–	7,3	–	3,4	6,4	14	<1	9,2
ΣЭПГ	25,99	15,32	28,7	19,6	9,83	14,87	130	>14	30,2
Au	5,17	–	–	3,3	0,59	1,6	–	4	–

Примечание: 1 – коматит (Пайк Хилл, Манро Тауншип, Канада; среднее по потоку); 2 – спинифексоновый коматит (Камбалда, Западная Австрия, Ленон Шут); 3 – расчетный коматит; 4 – коматит (о-в Горгона); кимберлиты трубок (Южная Африка); 5 – Премьер, 6 – Роберт Виктор; 7 – меймечит (Гулинский массив); 8 – мантийные включения в щелочных базальтах (Южный Тянь-Шань); 9 – расчетный мантийный перидотит.

Средние содержания ЭПГ (в г/т) в гарцбургитах, дунитах и ортопироксенитах офиолитовых, расслоенных и зональных массивов

Горная порода	Тип массива	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	ΣЭПГ
Гарцбургит	Офиолитовый	8,2	2,6	6	3,2	4,8	8,7	33,5
	Расслоенный	8,6	4	10	—	3,3	48,1	74
Дунит	Офиолитовый	6,4	3,0	14,6	4,1	5,2	29,1	62,4
	Расслоенный	7,0	2,9	—	—	0,7	30,4	41
	Зональный	1,9	4,0	18,3	1,7	1,9	38,8	62,2
Клинопироксенит	"	3,5	1,1	43	0,8	0,7	36,6	83,4
Ортопироксенит	Расслоенный	9,3	8	20	—	2	40	73,3
Бронзититы рифа Меренского	"	—	240	1770	—	70	4290	6350
Углистый хондрит	—	690	200	545	514	540	1020	3357
Средний железный метеорит	—	7320	—	—	8010	6210	9800	31 080

вов, имеющих концентрическую расслоенность (по В. Г. Лазаренкову и другим исследователям – зональных), лидирующее положение занимает Pt в клинопироксенитах Кондэра и Чадского массива, роговообманковых клинопироксенитах Полярной Сибири, а также в роговообманковых и магнетитовых клинопироксенитах из других рудоносных плутонов. Среди эффективных

Таблица 4.3

Средние содержания ЭПГ (в мг/т) в дунитах зональных массивов

Номер массива	Число проб	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au	ΣЭПГ
1	12	4	10	28	3	6	78	31	137
2	2	<3	8	40	5	<5	20	6	~73
3	12	<2	<2	<20	<5	<7	24	—	~24
4	26	>1,3	>6	>22,6	>2,7	>2	40,6	18,5	~75,2
5	14	2,8	6,3	48,1	3,8	3,8	84,3	4,2	144,9
6	3	<2	<2	<20	<5	<7	40	—	~40
7	1	—	—	2	—	—	20	—	22
8	1	—	—	—	—	—	15	—	15
9	3	—	1,2	26,1	<26,1	0,5	48	0,29	~49,7
10	9	4,4	2,3	1,8	<3	2,7	38	2	~52,2
11	6	26,5	3	>20,1	38,5	14	10	—	~82
12	—	1,4	2,4	13,2	0,7	1,3	36,7	5,2	55,7

Примечание. Массивы Алданской провинции (данные В. Г. Лазаренкова): 1 – Кондэровский, 2 – Инаглинский, 3 – Чадский, 4 – среднее по номерам массивов 1-3, 5 – Феклиетовский; Платиноносный пояс Урала: 6-8 – Нижне-Тагильский массив (6 – данные В. Г. Лазаренкова, 7 – данные В. В. Иванова; среднее по 317 пробам по платине и по 255 пробам по палладию, 8 – данные Н. К. Высоцкого); 9 – Туламинский массив (Канада); 10 – массив Кондото (Колумбия); 11 – Гулинский массив (данные В. Г. Лазаренкова); среднее по номерам массивов 4, 7, 9, 10.

Содержание ЭПГ (в г/т) в клинопироксенитах зональных массивов

Номер серии образцов	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au	ЭЭПГ
1	1,6	3,4	30,5	<5	1,9	35	6	-72,4
2	1	6	49	4	<5	55	8	-115
3	<2	<2	30	<5	<7	20	<10	-50
4	-	-	<20	-	-	120	-	-120
5	-	-	<20	-	-	30	-	-30
6	-	-	1,8	-	-	10	-	12,6
7	-	-	0	-	-	53	-	53
8	-	-	95,1	-	-	14,3	-	109,4
9	-	-	121	-	-	13,9	-	134,9
10	-	0,8	<26,1	<26,1	2,7	30	0,4	-33,5
11	-	0,2	140	<26,1	0,1	50	3,4	-190,3
12	-	0,5	40	2,9	0,4	40	0,5	83,8
13	2,5	<2	76	2,5	3,5	12	-	-97
14	8,0	<1,2	21	<3	<0,2	12	2	-41
15	6,0	1	35	<3	0,2	50	1	-92,2
16	6,6	<2	69	<3	<0,2	61	2	-136
17	7,0	1	21	<3	<0,2	25	5	-54
18	1,9	0,8	16,7	<3	0,9	21,6	1,7	41,9
19	1,4	1,5	24,8	1,4	0,1	45,6	1,9	24,8
20	2,7	0,2	89,2	<0,3	<0,2	32,8	2,1	124,9
χ	3,5	1,1	43	0,8	0,7	36,6	2,6	83,4

Примечание. Массивы Алданской провинции (данные В. Г. Лазаренкова): 1 – Кондёрский, клинопироксениты, 2 – Кондёрский, магнетитовые клинопироксениты, 3 – Феклистовский, плагиоклазовые пироксениты, 4 – Чадецкий, оливиновый клинопироксенит, 5 – Чадецкий, магнетитовый пироксенит; массивы Платиноносного пояса Урала (данные В. В. Иванова): 6 – среднее для клинопироксенитов из 38 анализов по платине и 27 по палладию, 7 – среднее для магнетитовых клинопироксенитов, 8 – среднее для горнблендитов, 9 – среднее для горнблендитовых пегматитов, 10 – оливиновые клинопироксениты, 11 – роговообманковые клинопироксениты и горнблендиты, 12 – магнетитовые клинопироксениты, 13 – Полярная Сибирь, магнетитовые клинопироксениты (данные В. Г. Лазаренкова); массив Кондота (Колумбия): 14 – оливиновые клинопироксениты, 15 – магнетитовые клинопироксениты, 16 – роговообманковые клинопироксениты, 17 – горнблендиты; 18 – среднее (для клинопироксенитов) по номерам 1, 3, 6, 10, 14; 19 – среднее (для магнетитовых клинопироксенитов) по номерам 2, 5, 7, 12, 15; 20 – среднее (для роговообманковых клинопироксенитов и горнблендитов) по номерам 8, 9, 11, 16, 17; χ – среднее по номерам 2–17.

концентраторов палладия выделяются магнетитовые клинопироксениты Кондёра, горнблендиты, магнетитовые клинопироксениты, роговообманковые клинопироксениты. В связи с этим небезынтересно отметить, что, например, в пироксенитах щелочных массивов, обогащенных Sn, Ti, Zr, Th, U, V, Nb, Cr, Mn, отсутствуют даже признаки элементов платиновой группы.

Некоторая обобщенная модель связи платиново-металльной минерализации с породной ассоциацией представлена на рис. 4.1, где показано положение ЭПГ, золота и серебра, а также палладия, платины и родия.

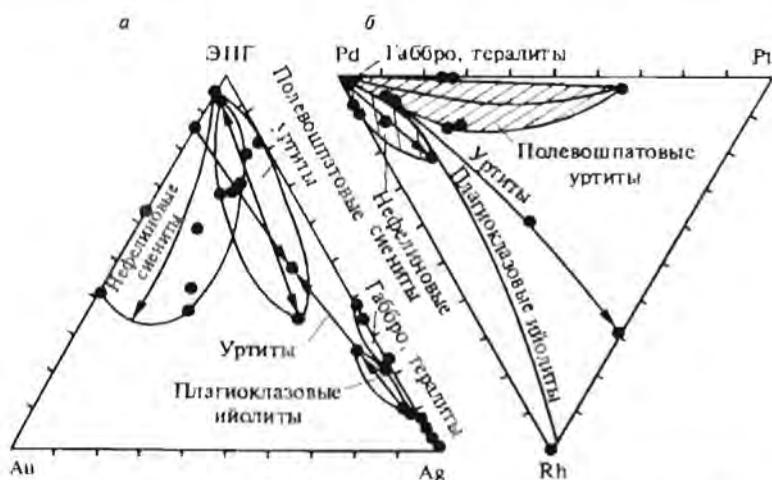


Рис. 4.1. Распределение благородных элементов в породах щелочно-габброидной формации северо-восточной части Кузнецкого Алатау: а – фракционирование платиноидов, золота и серебра; б – распределение платиноидов, стрелками показаны тренды концентрации элементов в направлении от центра к периферии кольцевой структуры; штриховка и точки соответственно – области и конкретные значения концентрации элементов

Приведенные выше материалы о кристаллохимических, геохимических особенностях поведения в природных условиях элементов платиновой группы, а также данные о распределении этих элементов в породах и магматических комплексах различной формационной принадлежности позволяют построить рудно-формационный ряд платиново-металльных месторождений, выделив в нем продуктивные члены с россыпеобразующими свойствами. Предлагаемый ряд формаций, хотя и учитывает существующие классификации, но отличается от них, что обусловлено причинами, о которых будет сказано ниже.

Рудные формации

Во второй половине XX столетия как в России, так и за рубежом осуществлены разноплановые исследования условий проявления платиново-металльной минерализации. Несмотря на её генетическую связь со сравнительно узкими петрологическими сериями магматических комплексов, выявлено многообразие рудных ассоциаций, занимающих различное структурное положение в земной коре и формирующихся в определенной временной и геохимической последовательности. Обнаружены устойчивые признаки корреляции платиново-металльных парагенезисов с петрогенными элементами. Результаты проведенных работ способствовали типизации как рудных магматитов, так и месторождений элементов платиновой группы.

Тем не менее проведенные исследования, как показывает публикация Д. А. Додина, Н. М. Чернышева, Д. В. Полферова, Л. Л. Гарновецкого [Пла-

тиново-металльные месторождения..., 1994], не привели к созданию удовлетворительной систематики месторождений элементов платиново-металльной ассоциации; они из-за отсутствия единых критериев, которые могли быть положены в основу классификации, все еще являются предметом острой борьбы представителей отдельных направлений в понимании самой природы материнского магматизма и связанных с ним месторождений. Сейчас в качестве конкурирующих выступают схемы классификаций Л. В. Разина, Л. Кабри и А. Нолдретта, А. П. Лихачева, Д. А. Додина и др.

При внимательном их анализе обнаруживается отсутствие четко очерченных типоморфных признаков, которые, повторяясь от типа к типу, выявляли бы естественные группировки или формационную принадлежность платиново-металльных месторождений. Создание усложненных систематик, в основу которых положены неравнозначные признаки, – таково, в сущности, современное состояние проблемы, остающейся неразрешенной в соответствующем разделе рудной геологии. Такая систематика особенно ярко отражена в классификации Д. А. Додина и Н. М. Чернышева. В ней выделено четыре класса (эндогенный, полигенный, экзогенный и техногенный), причем только в классе эндогенных месторождений и рудопоявлений значатся 14 групп, 28 подгрупп, 68 типов и 80 подтипов месторождений. В классификациях не находит отражения тот факт, что платиново-металльные месторождения связаны с плутонами, которые незначительно варьируют по составу и даже сходны по геологическим позициям. Их положение в структурах земной коры нормируется проявлением соответствующего магматизма в пределах древних платформ или рифтогенных складчатых зон и не отличается разнообразием, а некоторые различия рудной минерализации, в какой-то степени определяющиеся трендами составов платиново-металлоносных ритмов продуктивных плутонов, демонстрируют сравнительно устойчивую повторяемость.

Такое состояние проблемы систематики рудных платиново-металльных месторождений, практически затрудняющих выделение россыпеобразующих формаций, заставляет обратиться к петрологическим особенностям тех магматитов, с которыми по всем данным часто сопряжены различные вариации парагенетических ассоциаций платиново-металльной минерализации. И поскольку россыпеобразующие формации также определяются тектоно-геоморфологической позицией коренных источников и характером рудной минерализации, то такой подход к выделению вообще формаций может рассматриваться как оптимальный вариант решения этого сложного вопроса. С учетом сказанного представляется, что в учении о россыпях могут быть рассмотрены следующие группы формаций: **норит-ортопироксенит-гарцбургитовая, габбро-клинопироксенит-верлитовая платиново-медно-никелевая, клинопироксенит-дунитовая, габбро-дунитовая рифтогенная, габбро-перидотит-дунитовая рифтогенная, черносланцевая зеленокаменного метаморфизма.**

Общими для них, за исключением, конечно, экзотической черносланцевой, сопряженной с зонами развития зеленокаменного метаморфизма, являются следующие фундаментальные признаки: генетическая связь платиново-металльной минерализации с ультрабазитовым и базитовым магматизмом в плутонических фациях; сопряженность этого магматизма с рифтогенными складчатыми зонами или протяженными разломами, развивающимися в

платформенных условиях; принадлежность рудоносных плутонов к расслоенным сериям магматитов с горизонтальной ритмичностью или концентрической упаковкой этих ритмов, образующих конусообразные тела; образование платиноносными базит-гипербазитовыми плутонами рифтогенных складчатых зон протяженных платиноносных поясов; наличие в рудных залежах расслоенных плутонов, следов гранулит-амфиболитовой (роговообманковой) фации метаморфизма; изменение платиново-металльной минерализации, связанной с расслоенными плутонами от резко сидерофильных до существенно халько- или сульфофильных ассоциаций; связь платиново-металльной минерализации с критическими зонами плутонов.

Перечисленные признаки коренных месторождений или рудопроявлений элементов платиновой группы хотя и облегчают их типизацию, но вместе с тем и усложняют, поэтому приведенное выше разделение на формации по ряду причин, которые не обсуждаются в учении о россыпях, в какой-то степени следует считать условным. Многие из расслоенных плутонов, с которыми генетически связана платиново-металльная минерализация, сформировавшихся, например, в платформенных условиях, несущих оруденение двух из числа выделенных формаций, нередко контролируются едиными разломами глубокого заложения, которые по ряду признаков могут быть отнесены к рифтогенным структурам, точно так же как и типичные рифтогенные складчатые зоны с ярко проявленным ультрабазитовым и базитовым магматизмом, сопровождающимся платиново-металльной минерализацией, зарождались и развивались в пределах древних консолидированных платформенных структур. В пределах докембрийских щитов и рифтогенных зон платиново-металльная минерализация, ассоциирующая с клинопироксенит-дунитовой формацией, иногда уклоняется в щелочной тренд (Л. Н. Когарко), правда, далеко не всеми признаваемый (Л. В. Разин, К. Н. Малич). Отмеченные трудности в создании систематики коренных месторождений элементов платиновой группы позволяют далее, отступая от принятой схемы изложения материала, дать более или менее развернутую характеристику отдельных платиноносных плутонов в рамках выделенных формаций, на примере которых выявляются их россыпеобразующие возможности.

Норит-ортопироксенит-гарцбургитовая формация. К группе этих формаций могут быть отнесены месторождения, связанные с расслоенными плутонами, имеющими как горизонтальную ритмичность, так и концентрическую структуру. Оба типа интрузий часто выступают в виде единых рудно-магматических систем, в пределах которых совмещаются несколько формаций, сформировавшихся в разные стадии становления плутонов.

В группе формаций платиново-металльной минерализации, ассоциированной с массивами или их отдельными зонами норит-ортопироксенит-гарцбургитового состава, присутствуют такие яркие представители промышленных месторождений платиноидов, как риф Меренского, дайка Великая, Стиллутер, Скергаардский платиноносный комплекс и многие другие. В их структурной однотипности, выраженной в приуроченности к древним платформам, и других особенностях можно убедиться из краткого описания каждого из названных объектов.

Бушвельдский плутон (возраст 2 млрд лет) является наиболее ярким примером массивов с горизонтальной расслоенностью и мощной платиново-палладиевой и палладий-платиновой минерализацией. Он по всем параметрам относится к типоморфным рудным комплексам; его изучение позволяет решать многие петрологические и генетические вопросы рудообразования. В сложном ряду полигонного оруденения ведущая роль принадлежит рифу Меренского. Своей уникальностью он привлек мое внимание, когда я изучал коллекцию пород из этого массива [Шило, 1983, 1987]; результаты исследований оказались плодотворной основой при создании непротиворечивой модели формирования расслоенных плутонов с горизонтально залегающими ритмами, а затем и с концентрической структурой. Платиноносный риф Меренского прослежен почти на 200 км в западной части плутона и на 120 км – в восточной; его возможная площадь определяется в 60 тыс. км² (общая площадь Бушвельдского массива 180 тыс. км²). Как риф Меренского, так и другие ритмы (например, риф UG-2) массива, характеризующиеся парагенезисами минералов платиново-металльной, титановой, никелевой, ванадиевой и другими элементными ассоциациями, сформировались в ходе становления плутона, сложенного пестрой серией пород разной основности, – от дунитов до аляскитов, которые достаточно обоснованно рассматриваются в качестве комплементарного члена базальтоидной (габброидной) магмы. Его трехстадийное образование (скрытое расслоение магматического расплава, ликвидационно-диффузионное образование слоев и ритмично расслоенная кристаллизация) несомненно явилось определяющим фактором концентрации рудных элементов, зафиксированных в пределах конкретных зон, в какой-то степени сопряженных с такситовым горизонтом или критической серией. По положению в разрезе расслоенной серии, специфическому вещественно-минералогическому составу, профилю рудной минерализации многие исследователи (например, Д. А. Додин) риф Меренского выделяют в самостоятельную платиново-металльную рудную формацию. Относясь к критической зоне, которая разделяет нижнюю ультрабазитовую и вышележащую базитовую расслоенные серии, этот риф занимает пограничное в плутоне положение. Именно с критической серией, отличающейся сложным переслаиванием пород, неустойчивостью структур, в деталях не согласующихся с общей ритмичностью плутона, связана сульфидная вкрапленность и платиново-металльная минерализация, локализованная в рифе Меренского. Его породный комплекс включает (снизу вверх): нориты, переслаивающиеся с пятнистыми анортозитами, анортозиты лежащего бока рифа с прослоями пироксенитов мощностью 5–10 см, пегматоидные грубозернистые полевошпатовые пироксениты с сульфидами и платиноидными минералами, полевошпатовые пироксениты, иногда сменяющиеся гарцбургитами мощностью до 30 см. Гарцбургиты перекрываются пегматоидными (мощностью до 3 см) и верхними базальными хромитами (мощностью 0,5–1,0 см), которые маркируют границу с вышележащими пироксенитами. Таким образом, породы рифа состоят из норит-анортозит-пироксенит-гарцбургит-хромитовой минеральной ассоциации. Наиболее распространенными в них минералами являются оливин, хромит, бронзит, авгит, лабрадор.

Платиново-металльная минерализация концентрируется в верхней (0,75 м) зоне рифа в ассоциации с сульфидами: пирротин, пентландитом, халькопиритом, троилитом, пиритом, сфалеритом, борнитом, галенитом и некоторыми арсенидами (герсдорфит, никелин, маухерит и др.).

В качестве типоморфных в рудную ассоциацию входят сплавы PtFe, сперриллит ($PtAs_2$), брэггит (Pt, Pd, Ni)S; их дополняют арсенопалладинит $Pd_8(As, Sb)_3$, куперит (Pt, Pd)S, лаурит (RuS_2), эрлихманит (OsS_2), холингуортит (Rh, Pt, Pd)(As, S)₂, ирарсит (Ir, Ru, Rh, Pt)(As, S), рустенбургит (Pt, Pd)₃Sn, атокит (Pd, Pt)₃Sn, нигглиит Pt(Sn, Te), инсизваит Pt(Bi, Sb)₂, мончеит (Pt, Pd)(Te, Bi)₂, котульскит Pd(Te, Bi)₂, меренскиит (Pd, Pt)(Bi, Te)₂, майченерит (Pd, Pt)(Bi, Te), стибнопалладит Pd₃Sb, золото (Au). Размер выделений собственных минералов платиноидов колеблется в довольно широких пределах – 50–200 мкм. Однако включения в сульфидах, на долю которых приходится около 60% платиноидов, имеют меньшую размерность.

Здесь приведены наиболее распространенные в рифе минералы, разнообразие которых указывает на условность выделения его рудной минерализации в класс малосульфидных или сидерофильных, что часто делается исследователями. Главными минералами платиново-металльных парагенезисов являются сперриллит (27,4%), брэггит (24%), платиново-железистые сплавы (19,5%); в сумме они составляют 70,9%, на все остальные приходится 29,1%.

Дайка Великая (возраст 2,5 млрд лет), прослеженная в Зимбабве на 530 км (мощность 11 км), по характеру ритмичной расслоенности и проявленной в ней платиново-металльной ассоциации может рассматриваться в качестве аналога Бушвельдского комплекса. Ее мелкоритмичная расслоенность выражена двумя сериями пород: нижней – ультрабазитовой и верхней – базитовой. Для первой характерно переслаивание ритмов дунит-хромит-гарцбургитового с пироксенитом состава; для верхней серии – гарцбургит-норит-габбрового состава. Платиново-металльная минерализация в дайке приурочена к бронзитовому слою, расположенному в верхней части ультрабазитовой серии и перекрывающемуся вебстеритовым ритмом. Она находится в парагенетической ассоциации с халькофилами Главной зоны (мощность 3–4 м). В составе этой ассоциации присутствуют пирротин, халькопирит, макианавит. Минералы платиновой группы включают майченерит (Pd, Pt)(Bi, Te), меренскиит (Pd, Pt)(Bi, Te)₂, мончеит (Pt, Pd)(Te, Bi)₂, сперриллит ($PtAs_2$), холингуортит (Rh, Pt, Pd), электрум, теллуриды никеля, серебра, висмута, свинца, мелонит $NiTe_3$, гессит Ag_2Te , волинскит $AgBiTe_2$, раклинджит $(Bi, Pb)_3Te_4$ и др.; с ними ассоциируют алтаит, клаусталит, хромит, ловерингит, ильменит, рutil.

Стиллуотерский массив (США) по характеру расслоенности обладает весьма сходными чертами с описанными выше месторождениями норит-ортопироксенит-гарцбургитовой формации рифа Меренского и дайки Великой. Стиллуотер (возраст 2,7 млрд лет) имеет линзовидную форму, площадь с нескрытой частью определяется в 4,4 тыс. км². Структурно он приурочен к глубинному разлому; его вмещающими породами является метаморфический комплекс, вероятно, протерозойского возраста. Массив, сложенный ультрабазитами и базитами гарцбургит-габбрового ряда, контрастно дифференцирован: при четко выраженной скрытой расслоенности его структура определя-

ется разномасштабной ритмичностью, упакованной в три горизонта: а) верхний – полосчатая серия, в составе которой присутствуют переслаивающиеся (снизу вверх): пижонит-габбровые, существенно габбровые, троктолит-габбровые породы; ниже этой пачки идут ритмы анортозитов, троктолит-габбро, анортозит-троктолитов, анортозитов, габбро, норитов, троктолит-анортозитов и норитов; б) средний – существенно ультрабазитовый; он сложен (сверху вниз): бронзитами и гарцбургит-бронзитами; в) нижний – базальная серия: бронзитами и базальные нориты, залегающие на метаморфизованном комплексе докембрия.

Основная платиново-металльная минерализация Стиллиуотерского плутона связана с рифом (J-M), который прослеживается в полосчатой серии и фиксируется в горизонте существенно троктолит-анортозитового состава. Риф (J-M) образован шестью рудными уровнями; два из них – верхний и главный – сложены существенно оливиновыми породами, базальный маркируется контактом последних с габбро-норитами, два нижних рудных горизонта приурочены к габбро-норитам. В рудных ритмах установлено более 50 платиново-металльных минералов, в том числе: поликсен (Pt), изоферроплатина (Pt, Pd)₃(Fe, Cu), родистая платина (Rh, Pt), рутеневая платина (Ru, Pt), брэггит (Pt, Pd, Ni)S, высокоцит (Pd, Ni)S, куперит (Pt, Pd)S, лаурит (RuS₂), котульскит Pd(Te, Bi)₂, меренскиит (Pd, Pt)(Bi, Te)₂, теллуropалладинит (Pd₂Te₄), сперрилит PtAs₂, стиллуотерит (Pd₈As₃), палладарсенид (Pd₂As), стибиопалладинит (Pd₃Sb), палладобисмутарсенид Pd₂(AsBi), холингуортит (Rh, Pt, Pd)(As, S)₂, арсенопалладинит Pd₈(As, Sb)₃, мертиит Pd₅(As, Sb)₂, рустенбургит (Pt, Pd)₃Sn, плюмбопалладинит (Pd₃Pb₂), звягинцевит (Pd, Pt)₃(Pb, Sn), графит (C), магнетит (Fe₃O₄), хромит (Fe²⁺Cr₂O₄), медь (Cu), золото (Au). Мощность рудного ритма составляет 2 м, среднее содержание в нем (в г/т) платиноидов – 21,8, никеля – 0,24, меди – 0,14. Небезынтересно отметить, что при переработке руд Стиллиуотерского месторождения из получаемого сульфидного концентрата извлекаемость металлов (в %) достигает: Pt – 85, Pd – 68, Rh – 72, Ni – 63, Cu – 75.

Скергаардский интрузив (юго-восток Гренландии) может служить аналогичным примером рассматриваемой формации. Он принадлежит к молодой (мел-палеоген) магматической провинции, протягивающейся вдоль восточного берега Гренландии. Его расслоенность контролируется тремя зонами: нижней (мощность 800 м), средней (мощность 780 м), верхней (мощность 960 м). Для нижней зоны характерны ритмы, сложенные оливинитами, гиперстенами, оливинсодержащим габбро; средняя представлена безоливиновым габбро; верхняя – существенно железистым габбро, диоритами, гортонолитами и бескварцевыми габбро.

В верхней части средней зоны, расслоенной горизонтально залегающими ритмами, на значительном расстоянии прослеживается платиново-металльная с золотом и сульфидным оруденением минерализация. Рудный горизонт с изменяющейся мощностью (от 2 до 5 м) приурочен к породам существенно габбрового состава. Судя по имеющимся данным, его руды можно отнести к золото-палладиевому профилю. Примерное содержание главных металлов распределяется следующим образом (в г/т): Au – 5,6, Pd – 3,4, Pt – 2,4.

Панская расслоенная интрузия (Кольский полуостров, Россия) базит-ультрабазитового состава является частью гигантского Федорово-Панского плутона нижнепротерозойского возраста. В этом интрузиве платиново-палладиевая минерализация ассоциирует с перовскит-титаномагнетитовым оруденением. При её изучении накоплен материал, позволяющий относить интрузив к категории объектов с обнадеживающими перспективами на возможное открытие месторождений металлов платиновой группы. На поверхности интрузия имеет площадь около 300 км² (мощность ~4 км); она сложена расслоенной серией перемежающихся габбро-норитов с норитами и плагипроксенитами, образующих нижнюю и верхнюю зоны.

Сульфидная и ассоциированная с ней платиново-металльная минерализация фиксируется в средней части расслоенной серии обоих горизонтов и прослеживается в виде линзообразных и пластовых залежей. Однако оруденение иногда присутствует в маломощных почти бессульфидных ритмах существенно габбрового, норитового и анортозитового состава. Концентрации минералов платиноидов имеют хорошую корреляцию с сульфидами никеля и меди; содержания платиново-металльной минерализации заметно возрастают в пентландит-халькопиритовом парагенезисе и при убывании пирротина и пирита. Минералы платиноидов включают сперрит (PtAs₂), арсенопалладинит Pd₃(As, Sb)₃, холингуортит (Rh, Pd, Pt)(As, S)₂, брэгит (Pt, Pd, Ni)S, высокоцит (Pd, Ni)S, котульскит Pd(Te, Bi)₂, мончент (Pt, Pd)(Te, Bi)₂, меренскиит (Pd, Pt)(Bi, Te)₂, палладистое золото, паллад-теллуристое серебро и др. Вкрапленность платиновых минералов в малосульфидных рудах обычно достигает 3–4 мм, в ассоциации с халькопиритом <1 мм.

Габбро-клинопироксенит-верлиговая платиново-медно-никелевая формация. В пределах всемирно известного Норильского рудного района локализуются Норильское-1, Талнахское и Октябрьское платиново-медно-никелевые уникальные месторождения. Они сопряжены с центральной частью крупной Норильско-Хараелахской рудообразующей системы, на южном фланге которой расположено Норильское рудное поле. В нем выделяется так называемая малосульфидная платиново-металльная минерализация, которая связывается с габбро-пироксенит-верлиговой формацией; она ярко проявлена в Норильских плутонах – носителях богатого медно-никелевого с платиноидами оруденения. В этих плутонах, хотя и являющихся единой рудно-магматической системой, медно-никелевая и связанная с габбро-пироксенит-верлиговой серией платиново-металльная прожилково-вкрапленная минерализация разобщены. Локализация обоих типов оруденения просматривается в разрезе Талнахской расслоенной серии.

По данным В. В. Дистлера [Малосульфидная платиново-металльная формация..., 1994], ритмично расслоенный интрузив расчленяется на три серии: Верхнюю, последовательно сложенную (сверху вниз) габбро-долеритами, анортозитами, лейкократовыми анортозитовыми габбро, сменяющимися кварцсодержащими безоливиновыми габбро-долеритами; между анортозитовыми габбро и габбро-долеритами прослеживается ритмичная пачка хромсодержащих такситовых габбро и призматически-зернистых габбро-диоритов и диоритов; Среднюю, или Главную, серию, сложенную в верхней части безоливиновыми и оливинсодержащими габбро, вниз сменяющимися оливино-

выми габбро-долеритами, пикритовыми габбро-долеритами, верлитами, троктолитами и плагиохромитами; Нижнюю, образованную такситовыми габбро, безоливиновыми и оливиновыми габбро-долеритами и долеритами.

Малосульфидная платиново-металльная минерализация габбро-клинопироксенит-верлитовой формации в Талнахском массиве локализована у лежащего бока такситовых габбро Верхней расслоенной серии. Её сульфидная ассоциация включает главным образом пирротин, пентландит, халькопирит. В этом горизонте наряду с концентрацией собственных минеральных фаз платиноидов присутствуют элементы платиновой группы в виде вкрапленников в сульфидах. Для платиново-металльных парагенезисов характерны изоферроплатина Pt_3Fe , тетраферроплатина $PtFe$, сперрилит $PtAs_2$, куперит $(Pt, Ni)S$, палладарсениды $[Pd_5As_2, Pd_3As, (Pd, Ni)_2As]$, висоцит $(Pd, Ni)S$, атоцит Pd_3Sn , звягинцевит Pd_3Pb , котульскит $Pd(Te, Bi)_2$, мончеит $PtTe_2$, меренскит $Pd(Te, Bi)_2$. В приведенном списке минералов очевидна резко подчеркнутая палладиевая специализация малосульфидной формации Талнахского массива. В. В. Дистлер с соавторами [там же] полагают, что сульфидная минерализация и широкое развитие хромшпинелидов являются типоморфным признаком для этого типа платиново-металльного оруденения. В целом же рассматриваемая малосульфидная формация Талнахского массива локализована в горизонте, по многим признакам сходном с критической зоной Бушвельдского массива, с которым связан риф Меренского.

Талнахское рудное поле, кроме описанной выше габбро-клинопироксенит-верлитовой формации, характеризуется мощной сульфидной платиново-металльной минерализацией. Она представлена тремя типами промышленных руд: вкрапленными, массивными и прожилково-вкрапленными. Вкрапленные руды локализуются в нижней части Средней (Главной) расслоенной серии, массивные тела и сопровождающие их прожилково-вкрапленные руды фиксируются в надрасслоенной вулканогенно-осадочной толще пород и подстилающем нижнюю расслоенную серию осадочно-метаморфическом комплексе. Собственно сульфидная ассоциация в этих рудах представлена пирротином, халькопиритом, кубанитом, иногда троилитом и талнахитом. В. В. Дистлер [там же], подчеркивая более или менее равномерное распределение платиновых металлов в рудах, показывает следующие вариации их колебаний (в г/т): Pd - 3-4, Pt - 0,6-1,0, Rh - 0,14-0,2, Ru - 0,01-0,03, Ir - 0,02-0,04.

Платиноиды, ассоциирующие с сульфидами, включают обширную группу минералов, в частности: винсенит $Pd_3(As, Te)$, висоцит $(Pd, Ni)S$, изомертеит $Pd_{11}Sb_2As_2$, кабриит Pd_2SnCu , куперит $(Pt, Pd)S$, котульскит $PdTe$, маякит $PdNiAs$, майченерит $(Pd, Pt)BiTe$, меренскит $(Pd, Pt)(Bi, Te)_2$, палладарсениды $[Pd_2As, Pd_5As_2, Pd_3As_2, (Pd, Ni)_2As]$, $Pd_2(As, Sb)$, $Pd_3(Sn, As)$, салберит $PdSb$, брэггит $(Pt, Pd, Ni)S$, звягинцевит $(Pd, Pt)_3(Pb, Sn)$, атоцит $(Pd, Pt)_3Sn$, изоферроплатину Pt_3Fe , тетраферроплатину $PtFe$, геверсит $PtSd_2$, масловит $PtBiTe$, мончеит $PtTe_2$, нитглиит $PtSn$, рустенбургит Pt_3Sn , сперрилит $PtAs_2$, стибнопалладит Pd_5Sb_2 , интесизваит $PtBi_2$, тестибинопалладит $(Pd, Sb, Bi)Te$, фрудит $PdBi_2$, холингвортит $(Rh, Pt, Ru, Ir)AsS$ и др.

Как из данных распределения платины и палладия в сульфидах, так и из приведенного неполного перечня минералов совершенно очевидна палладиевая специализация сульфидных руд Талнахского месторождения. Вместе с

тем исследователи обращали внимание на то, что, несмотря на халькофильный тренд платиново-металльной минерализации, в месторождении она имеет прямую корреляцию с хромом, а не с сульфидами, хотя ее связь с халькофильными металлами отрицать нельзя.

Самостоятельные минеральные выделения металлов платиновой группы в количестве 30% обычно имеют размерность 5–10 мкм, в сульфидах размер зерен снижается до 2–3 мкм.

В северной части Норильско-Хараслахской рудной системы в борту Енисейско-Хатангского прогиба вскрыто Тальминское рудное поле. Здесь платиново-медно-никелевое оруденение представлено вкрапленной в оливин-пикрит-такситовые габброиды и прожилки контактового ореола минерализацией. Даже незавершенные исследования показывают сходство этого поля с Норильским рудным районом.

Клинопироксенит-дунитовая формация. Месторождения, связанные с расчлененными плутонами, относимые к клинопироксенит-дунитовой формации с концентрической структурой, распространены очень широко. В Дальневосточной провинции, пожалуй, впервые на них обратили внимание И. С. Рожков, В. И. Кицул и Л. В. Разин, а позже С. С. Боришанская. Ими были изучены коренные источники платиновых минералов, встречавшихся в аллювиальных отложениях различных речных систем на Алданском шите (1962 г.). Эти исследователи охарактеризовали геологическую позицию, петрологические особенности и платиново-металльное оруденение ультрабазитов шита. Они провели всесторонний анализ платиново-металльной минерализации Инаглинского (верховье р. Алдан), Кондёрского (р. Мая), Чадского (р. Маймакан), Арбарастахского (бассейн р. Учур), Ингилийского и Горноозерского (р. Юдома) массивов и сопровождавших их россыпей и, определив их рудную и россыпную обнадеживающую перспективность, фактически впервые очертили в пределах Сибирской платформы новую крупную платиноносную провинцию.

Результаты изучения платиново-металльной минерализации на Алданском шите, полученные И. С. Рожковым, Л. В. Разиным и другими специалистами, заставили обратить внимание на ранее открытую Ю. М. Шейманом [1947] петрографическую провинцию на севере Сибирской платформы; проведенные здесь дополнительные исследования привели к открытию Маймача-Котуйской платиново-металльной провинции, в которой Гулинский, Бор-Уряхский и другие ультрабазитовые плутоны относились к аналогичной клинопироксенит-дунитовой формации. Таким образом, в Восточной Сибири были околонтурены две рудно-россыпных провинции платиново-металльной минерализации клинопироксенит-дунитовой формации: Алданская и Маймача-Котуйская.

Кондёрский плутон с элементарно простой геологической позицией приурочен к купольному поднятию, сложенному песчаниково-алевролит-аргиллитовой нижнерифейской толщей. Его кольцевая структура на поверхности имеет площадь около 60 км². В центральной части плутона обнажаются дуниты, по периферии кольцом опоясанные измененными дунитами, клинопироксенитами, сменяющиеся габброидами; мощность кольцевой структуры достигает 500 м. В периферической зоне размещаются диориты, реже сиени-

ты, габбро; они образуют или кольцевые структуры, или отдельные массивы в экзоконтакте плутона.

В дунитах развита хромшпинелидовая шлировая и аксессуарная минерализация, масштабы и основные черты проявления которой были определены Л. В. Разиным в 1959 г. Уже тогда установлено, что именно она является основным концентратором металлов платиновой группы.

Изучение платиново-металльной минерализации Кондёрского массива резко активизировалось после установления сотрудниками Северо-Восточного научно-исследовательского института РАН масштаба его россыпной платиноносности, связанной с аллювиальными долинными и террасовыми отложениями р. Кондёр. Поскольку главная часть минералов платиновых металлов, изученных на Кондёре, получена из россыпей, то их парагенезисы будут проанализированы дальше, когда речь пойдет о минералогии платиново-металльных россыпей.

Другие названные выше расслоенные с концентрической упаковкой ритмов плутоны Восточной Сибири, относимые к клинопироксенит-дунитовой платиново-металльной формации, имеют сходную с Кондёрским плутоном структурную позицию и почти такую же расслоенность породных ассоциаций; для них характерна аналогичная платиново-металльная минерализация. Оруденение этих массивов всесторонне проанализировано К. Н. Маличем [1999]. В его работе подведены итоги многолетних исследований, дана сравнительная характеристика плутонов других платформенных структур мира с аналогичным оруденением.

Габбро-дунитовая рифтогенная формация. Рассмотренные норит-ортопироксенит-гарцбургитовая, габбро-клинопироксенит-верлитовая медно-никелевая, клинопироксенит-дунитовая платиново-металльные формации, связанные с ритмично расслоенными плутонами, размещаются в пределах древних, главным образом докембрийских платформ. Они почти всегда контролируются протяженными разломами. Однако даже фрагментарная характеристика трассируемых ими платиново-металльных интрузий (дайка Великая, Гулинский и Бор-Уряхский плутоны и др.), показывает, что эти структуры в силу, вероятно, создававшихся геодинамических напряжений никогда не переходили в стадию формирования рифтогенных складчатых систем. Последние, в противоположность платформенным разломам, закладывались на глубоко проникающих зонах растяжения земной коры, превращавшихся в долгоживущие мобильные общепланетарного масштаба структуры, с иной эволюцией геодинамических режимов.

Ранние стадии их развития характеризуются широким проявлением ультрабазитового и базитового магматизма как в плутонической, так и в эффузивной фациях (Шило, 1998 г.). Существуют убедительные доказательства мантийного происхождения этих магматических ассоциаций. Одним из них является низкая железистость оливина, сосуществующего с аксессуарным хромшпинелидом при высоких значениях железистости последнего, что, по-видимому, достигается за счет вариаций в содержании алюминия, влияющих на коэффициенты распределения, а также флюидного режима последней стадии их формирования, отличавшегося низкой фугитивностью кислорода и значительной ролью во флюидах водорода. Эти плутоны обычно классифицируются как альпинотипные образования.

К подобным структурам можно отнести Уральскую рифтогенную складчатую систему, Тихоокеанское вулканоплутоническое континентальное обрамление и др. Масштабы и форма связанной с ними платиново-металльной минерализации нередко выступают в качестве определяющего фактора в формировании крупных россыпеобразующих провинций. Поэтому ниже дается их краткая характеристика.

В пределах Уральской провинции впервые в мире были открыты россыпи платины (1819–1824 гг.); их разработка дала более 300 т этого металла со спутниками. Основными элементами Платиноносного пояса Урала, протягивающегося почти на 1 тыс. км, являются магматиты расслоенных серий базит-ультрабазитового состава и связанные с ними более кислые породы. До сих пор этот пояс представлялся в виде гомогенного образования с характерными для него оливином, орто- и клинопироксеном, плагиоклазом, реже ортоклазом и кварцем, которые с сопутствующими им хромитом, магнетитом, ильменитом и шпинелью составляют основную массу пород. На них наложены роговообманковая, диопсидроговообманковая и пегматоидная ассоциации. Дунитовые ядра плутонов и сопряженные с ними габброиды послужили критерием для выделения габбро-дунитовой формации, специализированной на платиново-металльную минерализацию. Однако исследования К. К. Золдоева, Ю. А. Волченко, В. А. Коротеева и других специалистов показали полихронную и полифациальную природу пояса; в его составе они выделили семь поясов (А, Б, В, Г, Д, Е, Ж); их, с моей точки зрения, лучше рассматривать в качестве фаз, проходя через которые образовалась единая планетарного масштаба рудная структура.

Для фазы А (R_2-V), проявившейся на западном склоне Урала, характерны базит-ультрабазитовые расслоенные массивы с хромит-титановым оруденением, с которым сопряжены главные парагенезисы минералов Ru, Os, Ir с сопутствующими им Rh, Pt, Pd. К фазе Б (O_{1-2}) относится формирование хромитоносных ультрабазит-базитовых массивов с платиново-металльным оруденением, в котором главная роль принадлежит Os, Ir, Ru, Pt и второстепенная Rh, Pd, Ag. В фазу В (O_3) сформировались плутоны с концентрической ритмичностью базит-ультрабазитового состава, нередко сложенные дунит-клинопироксенит-тылаитовыми породами; с ними связана минерализация Pt, Ru, Ir и второстепенных Rh, Os, Pd. Развитие Платиноносного пояса в фазу Г ($S-D_2$) отмечено сменой геодинамического режима, определившего образование риолит-базальтовых колчеданосных массивов, с характерной для них минерализацией Pt, Pd, Rh и сопутствующих Au, Ag, Ru, Os. К фазе Д (S_{1-2}) относятся концентрически ритмично расслоенные ультрабазит-базитовые массивы с минералами Pd, Pt, Ru и второстепенными Au, Ag, Os, Rh. В фазу Е (S_2-D_1) сформировались андезит-габбро-сиенит-гранодиоритовые вулканоплутонические комплексы с ассоциацией рудных минералов Pd, Pt, Au и второстепенных Ag, Ru, Os, Rh. На заключительной фазе Ж (S_2-D_2) развития Платиноносного пояса сформировались протяженные свиты дайковых пород и риолит-дацитовых тел, в которых фиксируется минерализация Au, Pd, Pt с подчиненной ролью Ag, Ru, Os, Rh.

Таким образом, Платиноносный пояс Урала сформировался в течение длительного времени (R_2-D_2), его базит-ультрабазитовый комплекс, включающий расслоенные серии в основном габбро-дунитового состава с хромитовым оруденением, несет наложенную, вероятно метасоматическую, платиново-металльную минерализацию; ее парагенезисы изменялись вслед за эволюцией магматических процессов от существенно рутений-осмиевых, через осмий-иридиевые и до существенно платиновых, которые затем уступили место платиново-палладиевым, золото-палладиевым и наконец платиново-палладиево-золотым минеральным ассоциациям.

Наиболее ярким представителем магматитов с существенно платиновым профилем минерализации является Нижнетагильский комплекс, сформировавшийся в фазу В развития Платиноносного пояса; в его дунитовых породах фиксируется устойчивый парагенезис, включающий изоферроплатину Pt_3Fe , тетраферроплатину $PtFe$, платосмирид $IrOsPt$, осмирид $IrOs$, иридосмин $OsIr$ и более редкие — туламинит Pt_2CuFe , ирарсит $(Ir, Rh, Pt)AsS$ и самородные Os , Ir и другие минералы, с количественным убыванием платиноидов $Pt < Ru < Os < Pd < Rh < Ir < Au$. Возрастание содержаний платины происходит от тыдаитовых пород через оливиновые клинопироксены, верлиты к существенно железистым специализированным на платину дунитам.

В предшествовавшую формированию Нижнетагильского комплекса фазу образовались массивы типа Нуралинского плутона, в платиново-металльной минерализации которых главная роль принадлежит осмию, хотя в некоторых минералах присутствует и платина. Этот массив расположен на Южном Урале. Его лерцолит-гарцбургит-дунитовая с хромитом и шпинелью породная ассоциация с сопряженными с ней габбро, с моей точки зрения, наилучшим образом отображает одну из важных составляющих, предшествовавших кульминации образования существенно платиновых минералов Платиноносного пояса.

Хромитовое оруденение, с которым ассоциирует платиново-металльная минерализация в Нуралинском массиве, локализовано в шпинель-плаггиоклазовых лерцолитах, где прослеживаются мощные шпильры густовкрапленных руд. В дунит-гарцбургитовой серии оно фиксируется в мелких шпильровидных выделениях, ориентированных согласно контакту вмещающих дунитов и гарцбургитов с верлитами и пироксенитами.

Платиново-металльная минерализация в хромитах представлена рядом минералов, среди которых наибольшее распространение имеют лаурит RhS_2 , нередко сопровождающийся самородной медью и железом, рутениридосмин $OsIrRu$ и широкая группа твердых растворов. Для лерцолитов характерны $CuRhNi$ с примесью Os , Fe , Ir , для полосчатых дунитов и гарцбургитов — железо-рутениевые с медью фазы с участием Os , Ru , Ir , что дает системы, сходные с выявленными в массивах Корякского нагорья, занимающих аналогичную структурную позицию: $FeRuOs-FeRu-FeNiRu-FeCuRuIr$. Размерность зерен минералов элементов платиновой группы не превышает 100–120 мкм.

В северо-западном сегменте Тихоокеанского континентального обрамления прослеживаются цепочки базит-ультрабазитовых массивов, по характеру породных ассоциаций близкие плутонам уральского Платиноносного пояса, по крайней мере, тем его звеньям, которые образовались в фазу Б. К ним, в

частности, относятся массивы Корякского нагорья, где мною с Л. В. Разиным [Шило, Разин, 1978] выделялись дунит-гарцбургитовая и форстерит-дунитовая формации. Однако дальнейшие исследования показали, что они могут быть объединены в гарцбургит-дунитовую формацию, являющуюся близким петрологическим аналогом уральской габбро-дунитовой формации.

Красногорский массив (восточная часть Корякского нагорья) в обнаженной части имеет площадь около 35 км². Он сложен гарцбургитами, центральное ядро которых представлено расслоенной серией пород дунит-перидотитового состава, с колеблющейся мощностью ритмов (от сантиметров до нескольких метров). В дунитовом комплексе с хромшпинелидовыми сегрегациями фиксируются шпильчатые габбро-пегматиты. В этой серии пород выделяется такситовая зона, контактирующая с магнезиальными дунитами, с которыми такситы связаны постепенными переходами. С ними ассоциирует платиново-металльная минерализация, в которой типоморфными минералами являются сульфиды и твердые растворы Os-Ir-Ru, раскристаллизованные в гексагональной форме, и Ir, Os, Pt, Ru, Rh – в кубической сингонии.

Чирынайский массив площадью более 50 км² на поверхности обнажается в виде двух секций концентрической структуры, сложенной расслоенными гарцбургитами, включающими линзовидные массивы дунитов. Над ними прослеживается габбро-норитовая расслоенная серия, с которой связана ультрабазитовая такситовая зона, в данном случае лишенная гарцбургитов и хромшпинелидов. В массиве ярко проявлена минерализация Os-Ir-Ru и Ir-Os-Pt-Ru-Rh, дающих твердорастворные фазы с железом и сульфидами, с которыми ассоциируют преимущественно редкие платиновые элементы.

Елистратовский массив сложен расслоенной серией габбро-норитов и лерцолит-гарцбургитов с неясной последовательностью формирования слоев, так как на поверхности последние обнажаются в виде зональных тел, одно из которых имеет площадь около 25 км², другое – 15 км². В гарцбургитах присутствуют ритмы дунитов, чаще всего распадающиеся на отдельные линзовидные сегрегации, обладающие по основным петрологическим параметрам сходством с аналогичными породами Красногорского и Чирынайского плутонов. Платиново-металльная минерализация в этом массиве представлена главным образом сульфидами преимущественно Os-Ir-Ru ассоциации.

В дунит-гарцбургитовой породной ассоциации Красногорского, Чирынайского и Елистратовского массивов, обладающей наибольшей хромитоносностью и сходными петрологическими чертами, прослеживаются также сходные такситовые зоны. Хромшпинелиды этих массивов выстраиваются в единый ряд, показывающий генетическую общность плутонической серии ультрабазитов лерцолит-дунит-гарцбургитовой формации, несмотря на значительную их пространственную разобщенность (около 700 км).

Платиново-металльная минерализация обнаруживает тесную парагенетическую связь с хромшпинелидовым оруденением массивов. Все вариации её элементного состава и минеральных форм проявления находятся в прямой зависимости от характера этого оруденения, хотя наиболее общие черты минеральных парагенезисов, вероятнее всего, определяются петрографическими

фациями породного комплекса рудной, в частности такситовой, зоны и массивов в целом.

Главнейшей чертой рудных парагенезисов в рассматриваемых плутонах является широкое развитие природных силлавоов и самородных металлов. Среди них самое широкое распространение получили аварунит Ni_3Fe , а также часто встречающиеся самородные Fe, Cu, Zn, Pb, Sn или их сплавы, которым, правда, иногда сопутствуют сульфиды (пентландит, пирротин, миллерит, галенит, арсенипирит). В различных соотношениях встречены самородный рутений Ru, твердый раствор RuPt, иридосмин OsIr, рутениридосмин Os, Ir, Ru, твердые растворы Fe-Ni-Cu-Os-Ru-Rh, изоферроплатина Pt_3Fe , изопалладийплатина $(Pt,Pd)_3Fe$, тетраферроплатина Pt_4Fe , ферроникельплатина Pt_2NiFe , туламинит Pt_2CuFe , эрликманит OsS_2 , лаурит RuS_2 , ирарсит $IrAsS$, холингвуртит $(Ru, Pt, Pd)(As, S)_2$, арсениды $(Rh_2As, RhNiAs, RhPdAs)$, сперилит $PtAs_2$. Эти минералы содержат в виде изоморфных примесей и другие платиноиды.

Кристалломорфный облик платиново-металлических выделений в массивах Корякского нагорья характеризуется идиоморфными чертами, хотя встречаются и ксеноморфные выделения. Их размерность колеблется от нескольких микрон и до 0,2 мм, среднее – 10–50 мкм.

Массивы с аналогичной платиново-металлической минерализацией и сходной тектоно-магматической позицией встречены в Аппалачах (Тетфорд), Калифорнии (Пол-Коралл), Греции и на Кипре (Вуринос, Троодос), в Марокко (Бени-Бушера) и т. д.

Черносланцевая формация в зонах зеленокаменного метаморфизма. Во второй половине XX столетия в ряде районов в разновозрастных черносланцевых толщах, подвергшихся низкоградиентному метаморфизму, установлено присутствие платиновых элементов. На территории России к ним могут быть отнесены Воронежский кристаллический массив, золоторудное месторождение Сухой Лог в бассейне р. Лена; их аналогом можно считать рудное поле Мурунтау в Узбекистане, Кодаро-Удоканское рудное поле и др.

В пределах Воронежского кристаллического массива с помощью скважинных исследований выявлена перспективная Луневско-Мальцевская рудноносная зона с платиново-металлической минерализацией. Она оконтурена в нижней части тимской свиты Тим-Ястребовской структуры; в её разрезе прослеживается пласт, приуроченный к сланцевой толще, в которой присутствуют высокоуглеродистые (до 50–60%) породы, переслаивающиеся с сульфидно-углеродистыми сланцами, претерпевшими зеленокаменный метаморфизм. В рудном пласте зафиксированы (в г/т) Au (0,8–3,9), Ag (0,5–15), Pt (0,05–1,0), Pd (0,02–0,04). Платиноиды концентрируются в пирротине, их минеральные фазы ввиду высокой дисперсности выделений, по-видимому, сравнимой с кластерной формой, не определены.

В Сухоложской золоторудной залежи (хомолхинская свита рифея) в ассоциации с золотом присутствуют элементы платиновой группы. Изучение условий их концентрации [Оценка платиноносности..., 1995] показало приуроченность повышенных содержаний платины к продуктивным горизонтам и статистически значимую ее корреляцию с золотом при отсутствии корреля-

ции с палладием, фиксирующимся в рудах месторождения. Другие платиноиды (Os, Ir), отмеченные в рудной залежи, присутствуют в количествах, находящихся на уровне аналитических возможностей. В рудном месторождении носителем платиновых металлов являются самородные элементы (Au, Ag, Te), сульфиды (FeS_2 , CuFeS_2), минералы никеля (NiS , NiAsS , Co , FeAsS) и антраксолит-графитовая ассоциация. Максимальные концентрации платиново-металлических элементов в углеродистом веществе находятся в прямой зависимости от содержания в нем серы; она характерна также и для золота, что указывает на генетическую общность накопления в рудах золота и платины. Собственных минералов элементов платиновой группы в рудной залежи не установлено; это можно объяснить размерностью их выделений — микронные кластерные формы и ксеноморфно включенные в минералы концентраты.

Некоторыми исследователями (Сидоров и др., 1995 г.) сделана попытка отдельные районы Северо-Восточной золотоносной провинции рассматривать в качестве аналога геологической и геохимической ситуации, характерной для золоторудного месторождения Сухой Лог, содержащего платиноиды. Основанием к этому послужили установленные в Наталкинском золоторудном месторождении некоторые количества платины и палладия — элементов, якобы имеющих положительную корреляцию с золотом. Однако полученные ими анализы по разным типам руд этого месторождения требуют серьезной проверки и значительно более глубокого геохимического анализа выявленных парагенезисов с определениями минеральных форм платиново-металлической минерализации. Но так как эта проблема выходит за пределы учения о россыпях, то я ограничусь только приведенной информацией.

Проблема оценки рассматриваемого типа платиново-металлической минерализации имеет два аспекта. Первый относится к установлению перспектив возможного источника добычи (специальной или попутной) элементов платиновой группы из такого типа месторождений. Вторым является определение россыпеобразующих параметров этой формации. Очевидно, что и тот и другой аспекты должны решаться на основе правильного понимания генезиса платиново-металлического оруденения, связанного с осадочными толщами, обогащенными углеродистым веществом.

Механизм формирования таких месторождений, как показано выше, можно представить следующим образом: элементы платиновой группы в форме легкоподвижных хлоридных комплексов, возникая при высоких температурах, мигрируют в осадочные толщи, обогащенные углеродистым веществом. Обладая высокой сорбционной способностью, органическое вещество на основе функциональных кислородсодержащих групп образует весьма устойчивые соединения в виде ультратонких зародышевых форм, трудно поддающихся диагностике. Такие размерности платиново-металлической минерализации в черносланцевых толщах позволяют месторождения этого типа полностью исключить из числа россыпеобразующих формаций. Проблематичной также представляется и возможность извлечения этих металлов из руд ввиду прочных их связей с органическим веществом и сульфидами, отделение от которых ультратонких минеральных выделений — нерешенная технологическая проблема.

Россыпеобразующая роль рассмотренных рудных формаций определяется двумя главнейшими признаками минералов платиновых элементов: высокими значениями константы гипергенной устойчивости и их плотностью; последняя является функцией первой. Данные параметры влияют на поведение минералов этих элементов в экзогенных условиях. Поэтому в ходе формирования рыхлого покрова, сопровождающегося образованием россыпей, на любой стадии развития этого процесса сразу после освобождения рудных минералов от связанных с ними пород происходит их концентрация. Именно благодаря этим двум признакам чрезвычайно ярко выражена сопряженность платиново-металльных россыпей с коренными источниками. Эти россыпи с полным основанием можно относить к автохтонным геологическим объектам. Высокая плотность большинства минералов элементов платиновой группы и особенно твердорастворных фаз и интерметаллических соединений обуславливает их концентрацию в приплотиковой зоне аллювия; в платиново-металльных россыпях всегда отсутствуют надплотиковые струи и тем более пласты.

Химическая устойчивость минералов платиново-металльных элементов и высокая их плотность способствуют, как и в случае с золотом, образованию богатых и уникальных по запасам россыпей за счет даже таких коренных источников, в которых их концентрации не достигают промышленных значений и обычно представлены вкрапленными рудами и рассеянной минерализацией. Ярким примером неадекватности концентраций минералов элементов платиновой группы в рудных источниках и образованных за счет них россыпях может служить Платиноносный пояс Урала. Его габбро-дунитовые массивы с платиново-металльной минерализацией, протягивающиеся в виде цепочки почти на тысячу километров, нигде не дают промышленных коренных месторождений. Тем не менее многие из них сопровождаются богатыми россыпями, из которых, как отмечено, добыто более 300 т платины и ее спутников.

Весьма эффектно эта закономерность проявлена в Анадырско-Корякской и Олюторско-Камчатской складчатых системах, где мною выделялись Алучинский, Южно-Анюйский, Пекульнейский, Таловско-Майнский, Хатырский, Пикасваямский, Наанкинский, Вывенский и другие гипербазитовые пояса, характеризующиеся рассеянной платиново-металльной минерализацией. Они сопровождаются широкими ореолами платиноносного аллювия [Шило, 1968б] и классифицировались как весьма перспективные на открытие богатых россыпных месторождений, что в последующем при проведении поисково-разведочных работ блестяще подтвердилось. Здесь открыты богатые россыпи платиноидов, кетати сказать, образовавшиеся в сравнительно короткое время, ограничивающееся рамками четвертичного периода. Эти открытия также предсказывались и в другой работе [Тектоника..., 1963], в которой названные складчатые системы относились к структурам с фемическим профилем металлогенической специализации.

Несмотря на отмеченную весьма низкую миграционную способность минералов платиново-металльной ассоциации, тем не менее аллювиальные месторождения, содержащие даже крупные их классы, от своих коренных источников нередко удаляются на десятки километров, образуя по отноше-

нию к последним аллохтонные россыпи. Их примером могут служить аллювиальные россыпи рек Ис (Урал), Кондёр (Дальний Восток России) и других, что вступает в противоречие с низкой подвижностью этих минералов во флювиальном процессе. Но оно легко снимается, если учесть, что рудные парагенезисы платиново-металльной ассоциации связаны с устойчивыми в экзогенных условиях породообразующими минералами, принадлежащими хромитоносным ультрабазитам или базитам. Медленно разрушаясь, они с заключенными в них минералами элементов платиновой группы разносятся на большие расстояния от коренных источников, способствуя образованию протяженных месторождений, если речь идет об аллювиальном россыпеобразовании. Эффективная концентрация этих минералов сопряжена с барьерными зонами речных долин, где происходит наиболее интенсивная переработка кластогенного материала псефитового класса базит-ультрабазитовых пород. В таких локальных участках отмечаются наибольшие концентрации даже мелких частиц или тонких фракций минералов платиновых элементов, более или менее строго наследующих парагенезисы коренных источников.

Из числа выделенных максимальной россыпеобразующей способностью обладают норит-ортопироксенит-гарцбургитовая, клинопироксенит-дунитовая, габбро-дунитовая рифтогенная, габбро-перидотит-дунитовая рифтогенная формации. Некоторые из них, например клинопироксенит-дунитовая и габбро-дунитовая, отличаются повышенным количеством самородковой фракции и сопровождаются значительной протяженности аллювиальными с большими запасами россыпями.

Пониженную россыпеобразующую способность имеют коренные источники платиноидов, в которых их минералы присутствуют в сульфидных рудах, как правило, ультратонкого субмикроскопического класса. Такие рудные месторождения, относящиеся к габбро-клинопироксенит-верлитовой формации, в экзогенную стадию развития не сопровождаются россыпями, даже если характеризуются компактными рудными полями со значительными запасами и содержаниями металлов в рудных залежах. Субмикроскопическая размерность минералов платиновой группы характерна и для других формаций, в которых они присутствуют в рассеянном виде, образуя убогие руды, не сопровождающиеся россыпями. К ним можно отнести черносланцевую формацию, развитую в зонах зеленокаменного метаморфизма. Их минералы характеризуются субмикроскопическими выделениями; они с трудом идентифицируются даже при современных оптических средствах, а присутствие элементов платиновой группы устанавливается лишь с помощью химических анализов валовых проб.

4.2. Золоторудные формации

Общая характеристика

Золото даже при образовании интерметаллических соединений с серебром (например, электрума) не теряет своих россыпеобразующих свойств. Однако в природе далеко не все его коренные месторождения или рудопроявления

ния сопровождаются россыпями и, напротив, богатые и крупные золотоносные россыпи нередко не имеют адекватных по качественным и количественным характеристикам рудных источников. Это противоречие многие десятилетия вызывало горячие дискуссии.

Возникает вопрос: если золото как минерал ($K_{г\gamma} = 1,54$) при наличии рудных месторождений не во всех случаях дает россыпи, то какими дополнительными свойствами должны обладать его месторождения, чтобы относиться к классу россыпеобразующих? Поиски ответа на этот вопрос потребовали, кроме рассмотрения гипергенной устойчивости и миграционных свойств минералов, детального исследования генетических связей россыпей с коренными источниками и особенностей вещественного состава тех и других, а также реконструкции условий гипергенного преобразования различных золоторудных формаций и эволюции россыпеобразующего процесса. Было установлено [Шило, 1968а, б, 1970б, в], что золоторудные месторождения становятся россыпеобразующими, когда золото присутствует в них в виде зерен определенной крупности с формой, оказывающей влияние на миграционные свойства минерала. При этом существенное влияние нередко оказывают характер структуры рудных полей и положение золотой минерализации в них. Очевидно, что роль различных типов золоторудных месторождений в россыпеобразовании определяется геологией рудных месторождений золота.

Золоторудные месторождения, как уже отмечалось, при всем своем разнообразии имеют отчетливые признаки глубинного или близповерхностного происхождения, что почти всегда распознается благодаря интрузивным (плутоническим) процессам или широко развитому региональному прогрессивному и регрессивному метаморфизму, а также по вулканической деятельности и интенсивному гидротермальному метаморфизму (метасоматозу). К какому бы генетическому ряду ни относилась золотая минерализация, в определенных тектонических зонах она всегда как бы сближена с магматическими сериями, хотя формирование месторождений и магматизм в одних и тех же зонах нередко обусловлены противоположно направленными тенденциями развития теплового потока: месторождения чаще всего формируются при снижении температуры к поверхности, а магматизм, напротив, – при ее возрастании. Вместе с тем нередки случаи противоположного характера развития. Это, по-моему, принципиально ставит под сомнение непосредственную генетическую связь рудных месторождений с конкретными интрузиями, даже если признаки такого родства кажутся внешне очевидными.

Таким образом, специфические черты золотого оруденения, его структурное положение, связь с магматическими и метаморфическими проявлениями контролируются соответствующими тектоно-магматическими зонами (комплексами). Этот достаточно устойчивый и хорошо фиксирующийся в геологических образованиях признак позволил выделить метаморфогенную, плутоногенную, вулканогенную и вулканогенно-плутоногенную группы золоторудных формаций.

Следует отметить, что раньше [Шило, 1976 и др.] мною выделялись три группы формаций, однако более тщательное изучение вулканогенных месторождений, а также сопровождающих их россыпных проявлений показало, что существует самостоятельная более или менее ясно очерчиваемая рудными па-

рагенезисами вулканоплутоническая группа формаций. В принадлежащих ей месторождениях и рудопроявлениях, как правило, в ассоциации с золотом присутствуют Sb, Bi и Te. Для этой группы формаций характерны с мономерными и полимерными радикалами тиосоли: тетраэдрит ($\text{Cu}_{10}\text{Cu}_2^2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$), теннантит ($\text{Cu}_{10}\text{Cu}_2^2\text{As}_4\text{S}_{13}$), фрейбергит ($[(\text{Cu}_{12-x}\text{Ag}_x)_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}]$), гольдфильдит ($\text{Cu}_{12-x}\text{Te}_4\text{S}_{13}$), хакит ($\text{Cu}_{10}\text{Hg}_{2-x}[\text{Sb,As}]_4\text{Se}_{13-x}$), прустит ($\text{Ag}_3[\text{As, S}_3]$), пираргирит ($\text{Ag}_3[\text{Sb, S}_3]$), джемсонит ($\text{Fe, Pb}_4, \text{Sb}_6, \text{S}_{14}$), буланжерит ($\text{Pb}_{5-x}, \text{Sb}_{4-x}\text{Sn}_{11}$), последний часто содержит до 26,4% Bi. Месторождения обладают противоречивыми особенностями, что, по-видимому, вызвано их двойственной природой, обусловленной геологической позицией, занимающей промежуточное положение между типичными плутоногенными и вулканогенными тектономагматическими комплексами.

В связи с открытием золоторудного месторождения Мурунтау (Узбекистан), а в последующем Сухого Лога (Россия) некоторые исследователи [Гарьковец, 1992; Бакулин, 1998; и др.] стали развивать идею об изначально осадочном их происхождении. К ним был причислен, в частности, и Карлин (США), а также некоторые месторождения Северо-Востока России. В. Г. Гарьковец предложил в классе эндогенных месторождений выделять коровые (литогенные), среди которых значатся метасадочные (метаморфизованные, метаморфические, ультраметаморфические) и апоосадочные (жилы, метасоматиты, скарны). Эти идеи базировались на отсутствии видимых связей рудной минерализации с магматическими образованиями и будто бы независимом от последних её проявлений в осадочных (алевролиты, мергелистые осадки) толщах, обогащенных углеродистым веществом. На существование этой проблемы мною давно обращалось внимание [Шило, 1971, 1972 и др.]. В результате активных исследований, проведение которых оказалось возможным с появлением новой инструментальной базы, хотя отчасти они стимулировались и «литогенными» воззрениями, были сделаны неожиданные открытия.

В связи с рассматриваемой проблемой классификации золоторудных месторождений остановлюсь на Мурунтау и Сухом Логе, так как именно они послужили причиной выделения литогенного класса (о Карлине будет сказано ниже). В Мурунтау [Представления..., 1998] на глубине 4005–4300 м скважиной подсечен гранитоидный интрузив. В его породах зафиксированы торит, монацит, уранинит, арсенопирит, сфалерит, магнетит, самородное золото и углеродистое вещество, диагностированное как графит. В пороодообразующем кварце и плагиоклазе гранитов рудные минералы присутствуют в виде тончайших включений (3–10 мкм), образуя струйки и индивиды, развивающиеся по трещинкам, в которых они ассоциируют с твердофазным углеродистым веществом. В золоторудном месторождении Мурунтау, сформированном в алевролитах ордовик-силурийского возраста, с поражающей полнотой повторяется рудный парагенезис гранитов, внедрившихся в осадочную толщу в пермо-карбонное время. Э. А. Дунин-Барковская и другие исследователи [Флюидный режим..., 1998], изучая газово-жидкую фазу включений в кварце черносланцевых пород этого месторождения и в кварце из залегаю-

шего под ним гранитного интрузива, установили не только качественное сходство валового состава флюидов (CO_2 , CO , N_2 , CH_4 , C_2H_4) в тех и других, но и повторяющийся в них количественный состав CO_2 . Эти данные несомненно указывают на гидротермально-метасоматическую природу золоторудного месторождения Мурунтау, что и отражают в своих выводах указанные исследователи.

По прецизионным исследованиям [Оценка платиноносности..., 1995] состава и форм выделения рудных минералов в месторождении Сухой Лог было зафиксировано: золото в виде включений размером в единицы микрометров в пиритах и пленок (десятые доли микрометра) в сростании с графит-серицитовым агрегатом, в неопределенных формах серебро, платина и палладий в виде включений кластерной субкристаллической размерности в золоте, серебре, пирите, халькопирите, минералах никеля и сростании с графитом, графититом (антраксолитом), кварцем и алюмосиликатным материалом черных сланцев. Присутствие в пирите, обогащенном золотом и платиной, хлора несомненно указывает на привнос этих металлов в виде хлоридных комплексов. Исчезновение хлора в пирротине, образовавшемся в метаморфогенную фазу преобразования черносланцевой толщи, и отсутствие в этом минерале платиноидов раскрывает гидротермально-метасоматический механизм формирования золоторудного месторождения Сухой Лог. В нем высокоуглеродистые сланцы с пиритовой вкрапленностью выступают в качестве фиксатора рудных элементов.

Таким образом, современная прецизионная аппаратура и теоретическая основа понимания геохимических взаимодействий элементов в глубинных зонах оказались «могильщиком» концепции изначально осадочного образования золоторудных месторождений Мурунтау, Сухой Лог, Карлин и многих других.

Выделенные группы формаций представляют естественные ассоциации (или семейства) месторождений, различающихся по минеральному составу, геохимической роли ведущих элементов, температурным условиям рудоотложения и морфологии рудных залежей. Они имеют и далеко не одинаковое россыпеобразующее значение. Вместе с тем формации обладают последовательно изменяющимися общими признаками, что и позволяет рассматривать их в едином ряду, хотя каждой из них присущ определенный рудный парагенезис и комплекс жильных минералов, имеющих важное значение в установлении сущности формаций, соответствующей геохимической роли образующих их элементов. Эти формации можно представить в виде следующего ряда:

Группа и подгруппа месторождений	Формация
1. <i>Метаморфогенные:</i>	
гидротермально-	Золото-кварцевая
метаморфогенные	Золото-сульфидная
собственно метаморфогенные	Золото-урансодержащих конгломератов
	Золото-сульфидная

**Группа и подгруппа
месторождений**

Формация

2. <i>Плутоногенные:</i> плутоногенно-магматические плутоногенно- гидротермальные	Золото-пентландит-пирротиновая
	Золото-пентландит-халькопиритовая
	Золото-кварцевая
	Золото-альбитовая
	Золото-анальцимовая
	Золото-турмалиновая
	Золото-форстерит-эпидотовая
	Золото-гранат-везувиановая
	Золото-волластонит-магнетитовая
	Золото-магнетитовая
	Золото-сульфидная
3. <i>Вулканогенные</i>	Золото-баритовая
	Золото-серебряная кварцевая
	Золото-серебряная адуляровая
	Золото-серебряная родонитовая
4. <i>Вулканогенно-плутоногенные</i>	Золото-серебряная родохрозитовая
	Золото-серебряная хлоритовая
	Золото-сурьмяная кварцевая
	Золото-висмутовая кварцевая
	Золото-теллуровая кварцевая
	<i>Золото-сульфидная</i>

Суммируя изложенное, можно сделать вывод, что золоторудные формации – это ассоциации месторождений, принадлежащие однотипным тектоно-магматическим комплексам (зонам) и характеризующиеся устойчивыми, постоянно повторяющимися рудогенными и петрогенными парагенезисами. Рассмотрим с учетом сказанного геологическую позицию и особенности вещественного состава золотой минерализации каждой из выделенных групп и формаций, так как именно эти признаки определяют их россыпеобразующие возможности.

Метаморфогенные месторождения

Золоторудные метаморфогенные месторождения нередко сопровождаются россыпями, имеющими большое промышленное значение. Они располагаются в обширных зонах развития регионального глубинного метаморфизма и чаще всего лишены какой бы то ни было связи с изверженными породами. Из-за недостаточной изученности связи подобных месторождений (в частности, промышленно важных рудных объектов, характер минерализации которых достаточно полно исследован) с зонами метаморфизма сейчас среди них можно выделить лишь две подгруппы: гидротермально-метаморфогенную и собственно метаморфогенную. Разделение на такие подгруппы не всегда возможно, но в классических случаях не встречает трудностей.

Гидротермально-метаморфогенные месторождения представлены двумя формациями: золото-кварцевой, иногда называемой убогосульфидной, и золото-сульфидной, относимой многими исследователями к колчеданной. Эти формации обладают только им присущей особенностью: они обычно подчиняются хорошо проявляющемуся «стратиграфическому» контролю, иначе говоря, локализуются в пределах определенных стратифицированных горизонтов осадочно-метаморфогенных комплексов.

Золото-кварцевая (или убогосульфидная) формация широко развита во многих зонах, сложенных метаморфическими комплексами. Формация отличается устойчивой приуроченностью к стратифицированным породам. Эту закономерность достаточно отчетливо иллюстрирует складчатое обрамление юга Сибирской платформы, где месторождения связаны с черносланцевыми породами миогеосинклинальных прогибов, что дало повод некоторым исследователям выделить «черносланцевую» золоторудную формацию. Минералогический состав руд золото-кварцевых месторождений – однообразно повторяющийся, с количественными колебаниями пирита, пирротина и арсенопирита. В рудах Ленского района, Енисейского края, и других территорий при малой роли пирротина на первом месте стоит пирит в парагенезисе с халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами и золотом, иногда к ним присоединяется арсенопирит. Минералы присутствуют как в виде рассеянной вкрапленности, так и в штокверках, кварцевых прожилках и небольших жилах, ориентированных по сланцеватости.

Золото-сульфидную (колчеданную) формацию представляет месторождение Хомстейк [Слотер, 1973], расположенное в горной области Блэк-Хилс (США). Его минерализация, включая золото, связана с доксмбрийской толщей того же названия, которая рассматривается в качестве рудоконтролирующей. Ее мощность достигает сотни метров, в общем компактная пачка пород по внешним признакам хорошо выделяется среди подстилающих и перекрывающих отложений. Рудное поле месторождения состоит из трех зон прогрессивного метаморфизма, соответствующих степени его возрастания «от биотитовой через гранатовую к ставролитовой» [там же, с. 568]. Промышленное оруденение приурочено к биотитовой и частично к гранатовой зонам, которые в данной структурной обстановке отличаются наиболее низкой степенью метаморфизма и контролируют золотую минерализацию, исчезающую по мере перехода к областям интенсивно метаморфизированных пород.

Месторождения, представляющие обе формации, имеют черты стратиформных объектов, хотя полностью, по-видимому, не могут быть отнесены к ним. Список гидротермально-метаморфогенных месторождений золота можно расширить за счет собственно стратиформных рудных тел, в которых этот металл не является ведущим элементом, но присутствует в виде примеси с серебром, свинцом, цинком, оловом, медью и пр. Примером может служить свинцово-цинковое с оловом, серебром и золотом оруденение месторождения Сулливан (Канада). Оно связано с нижнепалеозойскими сланцами метаморфизованной, а затем прорванной меловыми кварцевыми диоритами формации Олдридж.

Следующая чрезвычайно важная, если не самая главная, черта месторождений указанных формаций – их связь с зонами прогрессивного метаморфизма, причем именно с фациями его наиболее слабого проявления.

Роль этого фактора в размещении золотого оруденения всесторонне изучалась [Буряк, 1970а] на примере шовной зоны, разделяющей Сибирскую платформу и Саяно-Байкальскую складчатую область. Шовную зону оконтуривает пояс метаморфических пород. В ее осевой части находятся гранитоиды, синхронные времени формирования метаморфического пояса, и проявлен региональный метаморфизм и ультраметаморфизм с мусковитоносными пегматитами, несущими редкоземельную минерализацию. По обе стороны центральной зоны развиваются породы, метаморфизованные до эпидот-амфиболитовой фации. С ними связаны пневматолит-редкометалльное оруденение и безрудные кварцевые жилы. На периферии породы метаморфизованы до зеленосланцевой фации, для которой характерно широкое распространение золотоносной пирит-пирротиновой минерализации в виде рассеянной или приуроченной к кварцевым убогосульфидным рудным жилам вкрапленности. В полосе зеленосланцевых пород сосредоточены практически все золотоносные месторождения миогеосинклиналей Байкалид. В зоне, окаймляющей золотоносную зеленосланцевую фацию, в толщах, претерпевших диагенез, встречается свинцово-цинковое оруденение с чертами телетермальности.

Аналогичная золотая минерализация, приуроченная к зеленосланцевой фации метаморфизма, существует, по данным В. А. Буряка [1965], Ф. П. Кренделева и других, и в северо-енисейской тайге. Сходная зональность установлена В. А. Буряком и Ф. А. Летниковым на Кокчетавской глыбе, где золоторудные проявления также локализуются в зоне зеленосланцевой фации метаморфизма.

При сравнении минералогических особенностей золотого оруденения на реках Лена и Енисей, в Северо-Восточном Казахстане и Блэк-Хилсе установлены общие черты, позволяющие говорить о непосредственной связи золотой минерализации с определенными парагенетическими комплексами рудных образований этих зон метаморфизма.

В Ленском районе повышенные концентрации золота совпадают главным образом с хлорит-серицитовой и частично с биотит-хлоритовой субфациями зеленосланцевой фации, причем по мере ослабления метаморфизма доля золотоносных сульфидных прожилков возрастает с одновременным увеличением кварца (от 1–5% в пиритовых прожилках до 50% и более в пирит-кварцевых). Аналогичная минерализация наблюдается в Северо-Восточном Казахстане.

Размещающиеся в биотитовой и частично гранатовой зонах метаморфизма рудные тела месторождения Хомстейк также «представляют собой почти нацело хлоритизированные (с определенными вариациями) участки... сланцев формации Хомстейк, с многочисленными жилами и скоплениями кварца, а также рассеянным пирротинном, пиритом и арсенопиритом» [Слотер, 1973, с. 583]. Часть хлорита – псевдоморфозы по биотиту, что указывает на проявление регрессивного метаморфизма, с которым, возможно, частично связана и золотая минерализация. В рудах месторождения около 8% сульфид-

дов, среди которых больше всего (около 50%) пирротина, затем пирита (около 40%) и наконец арсенопирита (10%). Но, как и в рудопроявлениях Ленского района, здесь есть халькопирит, сфалерит, галенит, иногда встречаются магнетит, гипс, флюорит.

Аналоги месторождения Хомстейк встречаются и в других зонах метаморфизма. Так, слагающие мио-эвгеосинклинальный прогиб на Северо-Востоке России породы перми, триаса и юры, метаморфизованные до зеленосланцевой фации, как пока можно судить, контролируют рудопроявления золота.

Во всех рассмотренных рудопроявлениях, как и в других местах развития метаморфических толщ, пространственная зональность фаций метаморфизма и оруденения, проявляющаяся в составе пород и парагенезисе золотой ассоциации, хорошо согласуется (по данным Ю. Г. Щербакова и В. А. Буряка) с изменением ионной плотности рудных элементов (от 150,63 в амфиболитовой до 26,04–18,0 в зеленосланцевой фации).

Собственно метаморфогенные месторождения

Бесконечные, хотя может быть и увлекательные споры о генезисе некоторых южно-африканских золоторудных месторождений к 60-м гг. XX столетия, казалось, однозначно завершились (например, [Нел, 1964]) признанием их осадочного происхождения. Однако продолжавшиеся исследования различных аспектов рудообразующего процесса поколебали складывавшиеся в ожесточенных дискуссиях представления. Работы, проводимые во второй половине века, вскрыли сложную природу этих месторождений, формировавшихся при наложении минерализации, что обусловило появление противоречивых признаков, позволяющих относить их то к осадочным, то к послемагматическим гидротермальным образованиям. Именно эта отличительная особенность служит основанием в данной группе выделять две метаморфогенные формации: золото-урансодержащих конгломератов и золото-сульфидную.

Золото-урансодержащие конгломераты как формация представлены классическими объектами, к которым относятся единственные в своем роде уникальные месторождения Трансвааля и Оранжевой провинции ЮАР. Их геологическая позиция столь широко известна, что есть смысл напомнить о ней лишь в общих чертах, придерживаясь схемы Л. Т. Нела, доказывающего, что металлоносные конгломераты – метаморфизованные россыпи золота.

Металлоносные конгломераты указанных провинций приурочены к четырем системам с несогласными взаимоотношениями; они залегают на глубоко эродированном фундаменте архейского возраста (от древних к более молодым): Доминион-Риф, Витватерсранд, Винтерсдорф, Трансвааль. В их составе присутствуют базальные и внутрiformационные пачки конгломератов, аркозовые песчаники, кварциты, лавы андезитов, туфы, сланцы, тиллиты. В осадочно-вулканогенную толщу внедрены интрузии Бушвельдского комплекса, дайки, межпластовые гипербазиты и т. д. Архейское основание – гнейсы и граниты; на нем несогласно залегают Доминион-Риф и Витватерсранд и трансгрессивно – слои Винтерсдорфа и Трансвааля. Конгломераты слагают линзовидные тела, расположенные на внутрiformационных эрози-

онных поверхностях или депрессиях древнего гранитного ложа (система Доминион-Риф); конгломераты, по-видимому, отлагавшиеся в замкнутом бассейне (система Витватерсранд), образуют широко развитые ленты и протяженные залежи, сформировавшиеся в древних руслах (система Витватерсранд), и т. д.

Золото и уран в конгломератах распределяются в зависимости от морфологических и литологических особенностей пород. В залежах, как полагает Л. Т. Нел, образовавшихся в замкнутом бассейне, высокие концентрации золота локализуются только в пределах береговой линии, хорошо распознающейся по фациальной изменчивости отложений. В песчаниках, сменяющихся в латеральном направлении конгломераты, золото исчезает. В протяженных линзовидных телах максимальные концентрации сосредоточены у подошвы (плотик). В лентообразных отложениях русел содержание золота особенно резко повышено в тех местах, где отложения пересекают золотосодержащие конгломераты более древнего возраста, за счет переработки которых и возникли золотоносные отложения русел. В целом же «минерализация не выходит за пределы рудоносных конгломератов и не переходит, пересекая слоистость, в песчаные боковые породы или даже в линзовидные прослой кварцитов и песчаников, присутствующих внутри конгломератового рифа и обычно называемых "безродными прослоями"». Для месторождения «характерной особенностью являются концентрации уранинита и золота у подошвы конгломератового пласта и вблизи нее. Наличие более богатых рудных скопленений в основании пласта наиболее обычно в конгломератах с хорошо выраженным сланцевым прослоем в их подошве и в пластах конгломератов мощностью менее одного фута» [Нел, 1964, с. 263].

Напомним, что спор о природе золота в конгломератах Трансвааля возобновился после открытия здесь уранинита, впоследствии обнаруженного и в других золотоносных районах мира. В работах В. Либенберга и П. Рамдора показана его обломочная природа. Кроме того, допускается возможность сингенетического образования уранинита «в результате осаждения его между несцементированными гальками из вод бассейна, осадконакопления в условиях застойной восстановительной среды» [там же, с. 272] и т. д.

Однако конгломераты, как известно, несут отчетливые следы метаморфизма и метасоматоза, хотя эти процессы и не нарушают общей закономерности распределения металлов в зависимости от литологических и метаморфических особенностей залежей. Например, появляющиеся иногда хлорит, серицит, кальцит, доломит и сульфиды (пирит и др.) распространяются как в бедные золотом и уранинитом участки, так и в богатые и не влияют на их распределение, в парагенезисе с которыми присутствуют касситерит, колумбит-танталит, монацит, ильменит, гранат и др. Наложенная минерализация связана с внедрившимися в толщу дайками и небольшими интрузиями, местами она развивается вдоль тектонических нарушений. Какая бы то ни была связь золотой и урановой минерализаций с основными интрузиями и границами отрицается.

Таким образом, урансодержащие золотоносные конгломераты системы Витватерсранд и смежных осадочных формаций образовались в два этапа: на первом, как следует из изложенной выше схемы Л. Т. Нела, золото и урани-

нит сингенетически накапливались в гидравлически неравновесных с ними галечниковых отложениях за счет размыва минерализованного фундамента; на втором – металлоносные галечники были диагенезированы, затем метаморфизованы и претерпели воздействие мощного метасоматоза, проявление которого связывается с интрузиями как Бушвельдского комплекса, так и более молодых гранитоидов. Однако метаморфические и метасоматические процессы не оказали, как считается, влияния на первоначальное распределение металлов в конгломератах, входящих в состав осадочных толщ, сформировавшихся на поверхности архейских гранитоидов.

Тем не менее в этой схеме обнаруживаются противоречия, заслуживающие того, чтобы на них остановиться. Как отмечалось, в золотоносных конгломератах Витватерсранда присутствует заметное количество пирита, который классифицирован еще П. Рамдором; в несколько уточненном виде эта классификация изложена в статье Д. К. Хауллбауэра и Э. Дж. Кабле [Hallbauer, Kable, 1982]. Ими выделяются следующие его типы: аллогенный детриальный (перетертый, окатанный и привнесенный), поздние- и псевдогидротермальные образования.

Аллогенный детриальный пирит, наиболее тесно связанный с распределением золота, представлен округлыми или сферическими «окатанными» образованиями, получившими название «пиритовой картечи». Этот пирит, присутствуя в конгломератовой матрице, образует пограничные слои и встречается в кварцевых породах выше и ниже рифа в виде массивных полос мощностью до нескольких сантиметров; он фиксируется в прослоях на многочисленных стратиграфических горизонтах по всей Витватерсрандской толще. Сферическая форма зерен пирита еще на ранних стадиях изучения золотоносных конгломератов послужила одним из доводов в пользу осадочного происхождения месторождения.

В «галечниковом» или «окатанном» пирите присутствуют включения, которые, как полагают Д. К. Хауллбауэр и Э. Дж. Кабле, имеют первичное или гидротермальное происхождение; они содержат кварц и биотит, их диаметр редко превышает 10 мкм. Во включениях вместе с кварцем иногда ассоциируют биотит, рутил и монацит, которые, вероятно, выступают в качестве дочерних минералов. В биотите установлены калий и магний; в «окатанном» пирите базального рифа зарегистрированы небольшие количества титана и хрома. Пирит из контакта рифа Витватерсранд (район Картенвиль) содержит ортоклаз – один из главных силикатов во включениях. В «окатанном» пирите встречаются микронные выделения молибденита и турмалина, они же фиксировались и в аналогичных агрегатах пирита из других районов, что, по предположению указанных авторов, свидетельствует о кварц-турмалин-золотосодержащем составе жидкостей, которые являлись первичным источником золота.

Сопоставление связей кобальта с никелем в пирите витватерсрандского золотоносного поля и архейского комплекса показало, что для архейского пирита характерно уменьшение соотношения кобальта и никеля, тогда как в пирите Витватерсранда оно возрастает за счет увеличения содержания кобальта. Тем не менее некоторые горизонты рифов (Базальный риф) обнаруживают большое сходство кобальт-никелевого соотношения с архейскими

породами. Полученная информация о содержании в «окатанном» пирите включений и присутствующих в них минералов привела Д. К. Хауллбауэра и Э. Дж. Кабле к выводу, что источников накопления золота в рифе Витватерсранд было несколько.

Против этого трудно возразить. Однако при наличии так называемого окатанного пирита, или «пиритовой картечи», возникает важный вопрос, который и побудил меня провести специальные исследования. Дело в том, что в изучавшихся мною шлиховых комплексах из различных россыпей мира, среди которых аллювиальные месторождения занимали значительное место, ни в одном случае не было отмечено «окатанного» пирита, сходного с предоставленной мне Д. К. Хауллбауэром коллекцией, характеризовавшей концентраты месторождения Витватерсранд. Это понятно, так как пирит обладает такими физическими свойствами (твердостью, хрупкостью, отсутствием спайности), что при транспортировании в водно-аллювиальной среде дробится, крошится, но не истирается и поэтому не окатывается. В этом случае возникают вопросы: как в конгломератах Витватерсранда накопилось большое количество «окатанного» пирита и «пиритовой картечи», которым приписывается аллювиальное происхождение? И являются ли эти образования действительно аллювиальными?

Образцы пирита включают два типа образований: а) округлые сферические (сферолиты) агрегаты – «пиритовая картечь»; б) сростки огранных, преимущественно кубических кристаллов. Их исследование показало, что сферические агрегаты имеют почти правильную округлую, иногда каплевидную форму. Размер зерен – от долей миллиметра и до нескольких сантиметров. Поверхность сферолитов ровная, без следов механических повреждений, типичных для минералов, подвергавшихся аллювиальной обработке. Они характеризуются метазернистым строением. Основная масса сложена мелкими зернистыми выделениями кубической формы, постепенно переходящими к участкам крупнокристаллических, огранных кристаллов. Поверхность мелких кристаллов и некоторых зернистых выделений обнаруживает губчатое строение и следы коррозии, тогда как поверхность крупных идиоморфных кристаллов пирита – гладкая, со ступенями роста, являющимися признаком первичной кристаллизации.

Наличие переходов от мелко- к среднезернистым образованиям и хорошо огранным кристаллам позволяет считать, что последние возникли при перекристаллизации и укрупнении мелкокристаллического пирита сферолитов.

Вторая морфологическая разновидность пиритовых образований – сростки кубических кристаллов; размер индивидов в сростках варьирует. Отмечаются срастания хорошо огранных индивидов с агрегатами мелких кристаллов, среди которых сохраняются зернистые реликты. На гладкой поверхности граней заметны линейные ступени роста, ростовые спирали, дочерние образования, признаки перекристаллизации.

Единство морфологических и субструктурных особенностей сферолитов и сростков кристаллов пирита свидетельствует о том, что обе его разновидности принадлежат продуктам первичной кристаллизации *in situ*. Сферические образования могут рассматриваться как сферолиты роста, в последующем испытавшие метаморфические преобразования и частично или полностью перекристаллизованные в сростки кристаллов.

Дифрактограммы сферических выделений и кристаллических сростков показали, что они сложены только пиритом, примеси марказита, обычно дающего подобные формы, не обнаружены. Химический состав пирита сферолитов и кристаллических сростков оказался идентичным. В некоторых образцах отмечается наличие мышьяка (0,1–0,3 мас.%), из элементов-примесей в них присутствуют золото, серебро, кобальт, никель, висмут, медь, сурьма, цинк, титан и др. Перекристаллизованный крупнозернистый пирит обеднен элементами-примесями по сравнению со сферолитами.

В агрегатах пирита из сферолитов и сростков наблюдаются выделения самородного золота и обособления сульфидов: сфалерита, эмульсионной вкрапленности халькопирита, овальных сростков пирротина с халькопиритом. Золото – тонко ветвящиеся прожилки и мелкие включения в кристаллах пирита и на их контактах с сульфидами. Во включениях отмечаются кварц, карбонаты, силлиманит. Набор элементов-примесей и типичная для гидротермальных процессов ассоциация сульфидов позволяют говорить о том, что образования сферолитов пирита («окатанного» пирита, «пиритовой картечи») нужно связывать с гидротермально-метаморфическими явлениями. Возникновение подобных сферолитов или глобулей, например халцедона, происходит в гидротермальных условиях минералообразования при резких сменах давления и температуры. Не исключено также, что «окатанный» пирит или «пиритовая картеча» являются псевдоморфозами, возникшими при воздействии сероводорода на оолиты железа. Однако расчеты баланса содержания железа и серы, присутствующих в метасадочном разрезе Витватерсранда, свидетельствуют скорее об их эндогенном происхождении.

Полученные данные позволяют прежде всего отвергнуть идею об аллювиальном происхождении «окатанного» пирита или «пиритовой картечи». Однако это не упрощает, а усложняет понимание генезиса месторождения золота Витватерсранд. Сферолиты возникли в ходе метаморфогенно-гидротермальной эволюции месторождения, затушевавшей главнейшие черты его генезиса. В связи с этим следовало бы изучить и кварцевые гальки. Возможно, какая-то часть из них окажется не кластогенной, а иной природы.

А. А. Кременецкий и И. Иордан [1996], изучавшие золото-урановое месторождение Витватерсранд, пришли к выводу, что обнаруженные ими «признаки свидетельствуют в пользу хемогенно-вулканогенного механизма образования кварцевых стяжений, которые в зависимости от среды формирования теперь представлены безрудными, U, Au-U или Au-рудными псевдоконгломератами. Специфика среды хемогенно-аутигенного рудоотложения регулировалась функционированием в палеорифтогенном бассейне подводных гидротерм типа «черные курильшки»».

Мои исследования «окатанного» пирита или «пиритовой картечи», проведенные вместе с М. С. Сахаровой [Шило, Сахарова, 1986], вполне согласуются с этими представлениями. Однако данная проблема выходит за рамки учения о россыпях, поэтому я лишен возможности на ней останавливаться более детально.

Формация урансодержащих золотоносных метаморфогенных месторождений в том виде, в каком она представлена в Трансваале и Оранжевой провинции, является безусловно уникальным образованием с ярко выраженными

противоречивыми чертами. Но и в других районах мира парагенезис золота с уранинитом и пастураном определяется геохимическими условиями отложения этих минералов и, следовательно, должен рассматриваться как типичное явление. Разумеется, метаморфизованные золоторудные месторождения в до-метаморфическую стадию могут иметь различное происхождение.

Золото-сульфидную формацию метаморфогенных месторождений я выделяю в связи с тем, что среди золото-сульфидных объектов (например, в Енисейской тайге), несущих признаки метаморфизма, встречаются такие, в которых содержание сульфидов (пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит и др.) повышено. Эти месторождения представлены золотосодержащими сульфидными залежами, первичная природа которых часто с трудом расшифровывается.

Плутоногенные месторождения

Плутоногенные формации золоторудных месторождений, проявляясь в самых различных тектоно-магнитных условиях – на ранних, средних и поздних этапах развития эв- и миогеосинклинальных прогибов, на срединных массивах и жестких глыбах, на платформах, при синорогенном и послегеосинклинальном магматизме кислого, основного, ультраосновного и щелочного составов, – устойчиво сохраняют черты глубинного гидротермального рудообразования и хорошо прослеживаются по минеральному составу жильного и рудного комплексов. В этой группе месторождений по совокупности признаков, среди которых ведущее значение имеет минеральный состав, выделяются формации, образующие генетически единый ряд в каждой из следующих подгрупп:

а) плутоногенно-магматические: золото-пентландит-пирротинная и золото-пентландит-халькопиритовая;

б) плутоногенно-гидротермальные: золото-кварцевая, золото-альбитовая, золото-анальцимовая, золото-турмалиновая, золото-форстерит-эпидотовая, золото-гранат-везувиановая, золото-волластонит-магнетитовая, золото-магнетитовая, золото-сульфидная, золото-баритовая.

Каждая формация включает многочисленные минералого-морфологические типы, характеризующие ее с точки зрения конкретных условий залегания и положения в тектоно-магматическом комплексе. Такие минералого-морфологические разновидности многие исследователи часто возводят в ранг формаций с быстро изменяющимися или вообще исчезающими в одной и той же обстановке признаками.

Плутоногенно-магматические месторождения

К данной подгруппе следует отнести медно-никелевые месторождения, в магматической минеральной ассоциации которых золото хотя и играет второстепенную роль, но полно раскрывает свою геохимическую природу и поэтому является весьма показательным. «Интрузивы, с которыми ассоциируют

эти месторождения, представляют собой правильно расслоенные гипабиссальные тела, имеющие форму пологозалегающих хонолитов... Им свойственна как бы двойственная природа: с одной стороны, они могут быть отнесены к обычным траппам, а с другой – они имеют характер очень глубинных образований» [Годлевский и др., 1970, с. 43]. Интрузии связаны с формациями платобазальтов (траппов), залегающих на эпидокембрийских платформах. Это можно видеть, например, в Южной Африке (Восточный Грикваленд) и на севере Сибирской платформы (Норильск).

По характеру минеральных ассоциаций я выделяю в качестве золотоносных две **формации: золото-пентландит-пирротиновую и золото-пентландит-халькопиритовую**. Первая отличается относительно низким содержанием золота (бедные руды), тогда как вторая обогащена им в ассоциации с серебром. Обе формации в какой-то степени отражают эволюцию кристаллизации магмы, последняя стадия которой характеризуется обособлением и дифференциацией сульфидного расплава. В остаточной массе расплава, обогащенного кристаллизующейся в позднемагматическую стадию медью, возникает платиново-металльная ассоциация с золотом и серебром. Золотосодержащие минералы обеих формаций представлены самородным золотом с повышенным содержанием серебра (от электрума до кюстелита): в них присутствуют платина, палладий, рений и др. В основном распространены выделения размером менее 100 мкм. более крупные встречаются редко.

Плутоногенно-гидротермальные месторождения

Эта подгруппа содержит сложный спектр формаций, которые образуют множество различных рудных месторождений золота и часто играют большую роль в россыпеобразовании.

Золото-кварцевой формации принадлежит первое место среди плутоногенно-гидротермальных месторождений по степени распространенности и промышленной значимости. В нее, по данным Л. Н. Овчинникова [1968], входит около 73% известных в мире золоторудных месторождений, включая метаморфогенные и вулканогенные, так что для собственно плутоногенных эта величина, по-видимому, еще несколько выше. Месторождения золото-кварцевой формации достаточно подробно описаны в отечественной и зарубежной литературе, посвященной золотоносным провинциям (Урал, Казахстан, Алдан, Северо-Восток России (рис. 4.2), Аляска, Австралия, Южная Африка и др.), поэтому я ограничусь рассмотрением только тех особенностей их геологии и происхождения, которые в свете исследуемой проблемы заслуживают особого внимания.

Наиболее ярко золото-кварцевая формация проявляется в трех чрезвычайно широко распространенных морфологических типах: дайковом, кварцево-жильном, прожилковых зон и штокверков. При их внешнем различии для всех ведущим жильным минералом является кварц, слагающий целые самостоятельные рудные тела или прожилки в штокверках и дайках. Кварц всегда хорошо раскристаллизован при сравнительно высоких температурах (300–150°C); в жильной массе его иногда сопровождают альбит, железистые карбо-

наты, кальцит, доломит, мусковит, поздний хлорит. В некоторых месторождениях (Каральвеевском и др.) он присутствует в трех одновременных ассоциациях: ранней, прерудной и продуктивной, на большинстве месторождений (Родионовское и др.) фиксируются только ранняя и продуктивная ассоциации, а на некоторых (отдельные дайковые месторождения Колымы и Аляски) — одна продуктивная.

Изучение формации показывает, что формирование существенно кварцевых рудных тел сопровождается выносом кремния из околожильной зоны вмещающих пород [Апельцин, 1956; Boyle, 1958, 1961; Шер, 1966; Давиденко, 1975а; и др.] независимо от их состава: из магматических пород разной основности (габбро, диабазы, диориты, граниты и др.), осадочных песчаниково-сланцевых толщ, даек различных серий малых интрузий и т. д. При этом в зоне окolorудного метасоматоза заметно накапливаются углерод, сера, фосфор, бор, фтор, отчасти щелочи и, разумеется, рудные компоненты. Набор и количественные соотношения перечисленных элементов в разных зонах различные, но тенденция изменения состава вещества в околожильной зоне при формировании рудных тел золото-кварцевой формации неизменна и протекает по удивительно одинаковой схеме.

В связи с этим следует отметить, что отрицательный баланс вещества за счет выноса кремнекислоты при одновременном ее привносе рудообразующими растворами не получает удовлетворительного объяснения с позиций классических, всеми признаваемых представлений о гидротермальном процессе. По-видимому, при дальнейшем изучении этого интересного и важного для понимания сущности рудообразования факта, по-разному интерпретируемого специалистами, необходимо более широко использовать материалы о реакционных взаимодействиях в современных гидротермальных процессах. Известно, что в термах подавляющего большинства действующих вулканов, например Камчатки, присутствуют, по данным С. И. Набоко [1966] и других исследователей, углерод (CO_2 , CO), сера (S , H_2S , SO_2 , SO_3 , COS), фтор, бор и другие компоненты. Широкий спектр этих элементов вместе с водой составляет 98% выносимого на поверхность вещества, на долю летучих компонентов приходится 2–2,5%. При этом на определенном этапе высокотемпературные сильноокислые гидротермальные растворы, обогащенные кремнием, соединениями алюминия, углекислотой и различными галоидами, эволюционируют в слабокислые, нейтральные и даже в щелочные хлоридные, сульфатные или гидрокарбонатные растворы.

Подавляющее большинство месторождений золото-кварцевой формации подчиняется структурным особенностям тектоно-магматических комплексов. Простирающиеся рудные свиты сопряжены с генеральным направлением структур и размещенных в них магматических образований плутонической фации, а нередко и малых интрузий. Структурные планы размещения интрузий и месторождений или рудных протяженных зон совпадают, однако в подавляющем большинстве случаев месторождения развиваются на громадном удалении от плутонов, которым приписывается рудогенерирующая роль. Золотая минерализация не обнаруживает видимой связи с конкретными интрузиями или их сериями, иногда удаляясь от них на десятки километров и часто залегая при этом в толщах, не претерпевших даже ороговикования. Тем не ме-

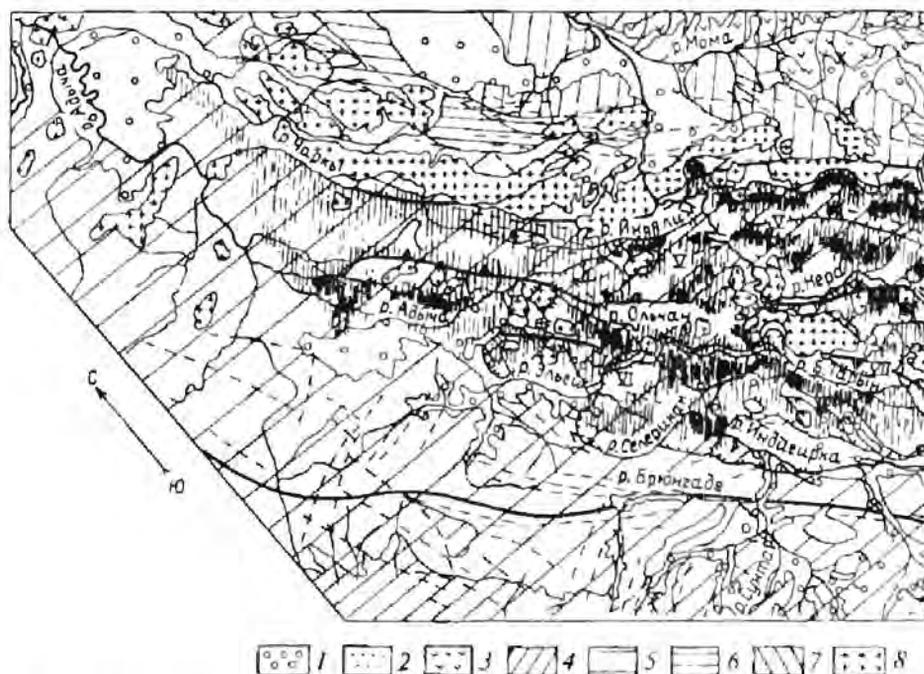


Рис. 4.2. Распределение золота различной пробыности в россыпях Яно-Колымского пояса: 1 – высокопробное золото; 2 – палеоген-неогеновые отложения; 3 – эффузивные породы в во-юрские отложения (верхоянский комплекс) Полоусненско-Балыгыганской и Яно-Сугойской (плесе) Верхоянской антиклинальной структурно-фациальной зоны; 4 – синклинории; 5 – Иньялы-Дебинский, 6 – Та-Яно-Колымского пояса; 7 – Охотского и Омукчанского комплексов; 8 – площади распространения золота различной пробыности: 9 – высокопробное.

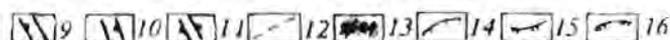
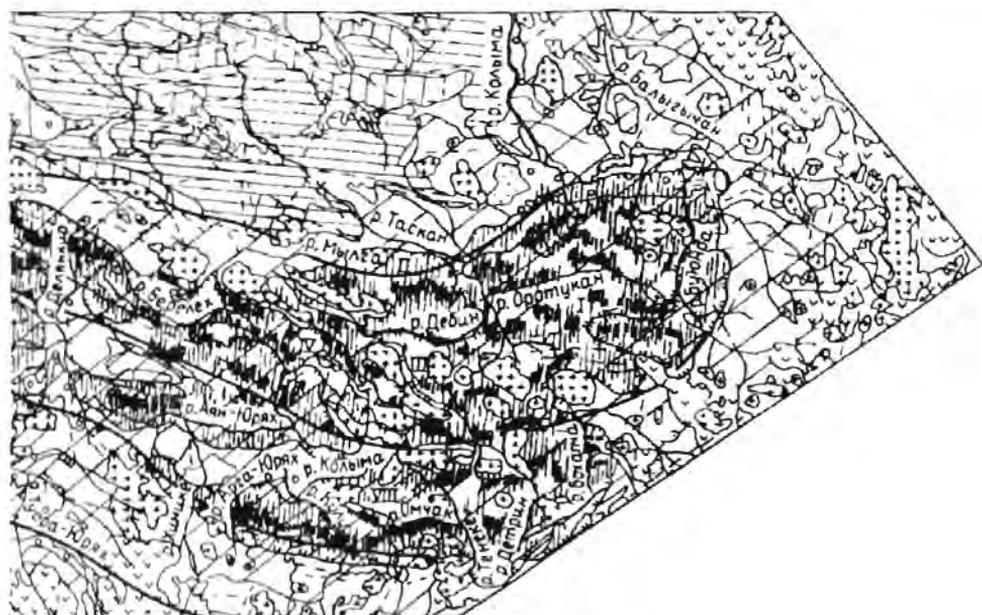
Все для некоторых месторождений этой формации датировка абсолютного возраста совпадает с датировкой магматических пород плутонической фации, хотя возрастной разброс оказывается гораздо меньшим для рудных образований, чем для интрузивных пород сложных плутонов.

В различных золотоносных провинциях мира золото-кварцевая формация характеризуется повторяющимися парагенетическими ассоциациями: золото-галенитовой, золото-сфалеритовой, золото-арсенопиритовой, золото-антимонитовой, золото-пиритовой, реже золото-халькопиритовой и пр. Каждая из ассоциаций преобладает на том или ином месторождении или даже в провинции. Причины вариаций не ясны.

Золото-кварцевая формация отличается высокой пробыностью золота, как правило, малой серебристостью, значительными размерами минералов.

Итак, золото-кварцевая формация – естественная ассоциация двух минералов, существование которой не вызывало сомнений, хотя этот парагенезис никем еще не был удовлетворительно объяснен ни с петрологической, ни с геохимической, ни с общегеологической позиций. Большого внимания заслуживают ее морфологические типы.

Золото-альбитовая формация. Подобно золото-кварцевой, широко распространена в различных золотоносных провинциях мира. Исследователи



1 - четвертичные (антропогенные) отложения Приморской, Колымской, Ямско-Тауйской низовин, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 4 - верхнеюрские отложения; 5 - триасо-синклинальных структурно-фациальных зон; 6 - верхнепермские отложения (верхоянский комплекс отложения Колымского срединного массива и Алданского щита); 8 - гранитоиды Колымско-Детринский; 11 - Кулино-Нерский антиклинорий; 12 - разломы; 13 - золотоносные зоны; 15 - средней, 16 - низкой (электрум), I-VIII - золотоносные районы

давно обратили внимание на существование этой ассоциации, но объяснить родство золота с альбитом еще труднее, чем с кварцем. Показательно, что попытка решить этот вопрос, предпринятая в свое время Д. Галлахером, оказалась безуспешной. Вероятно, из-за невозможности объяснить природу этой ассоциации при металлогенических исследованиях и формационных анализах эндогенных месторождений ей не придавалось значения, хотя в жильном комплексе рудопоявления и промышленных объектов золотоносных провинций Аляски, Канады, США, Южной Африки, Австралии, Индии, Урала, Сибири и Дальнего Востока России альбит не уступает по степени распространенности кварцу, а с золотом он часто так же устойчив, как и кварц.

Между тем даже беглый взгляд на географию золото-альбитовой ассоциации позволяет говорить о ее повторяющихся, характерных формационных признаках. Так, некоторые рудные жилы пояса Мозер-Лод или, по крайней мере, их значительные участки сложены альбитом, и во многих рудных телах золото находится в рассекающих кварц-альбитовых или альбитовых прожилках. В Зимбабве широко развита золотоносность даек и субинтрузивных залежей связана преимущественно с кварц-альбитовыми прожилками, причем содержание альбита местами достигает 70-85%. В Южной Африке, по данным Г. М. Стокли (согласно Д. Галлахеру), встречаются почти полностью со-

стоящие из альбита аплитовые жилы, в которых вкраплены сульфиды с золотом. В число проявлений золото-альбитовой ассоциации можно включить и месторождения провинции Квебек (Канада), где наблюдается повышение концентраций золота вслед за увеличением альбит-аплита (жилы Хирет, Чигачев и др.) вплоть до полного вытеснения им кварца, исчезновение которого не сказывается отрицательно на содержании золота. Интересно, что даже в кварцевых жилах Бендиго (Австралия), по данным В. Линдгрена и по моим наблюдениям, концентрации золота возрастают, если в жеодах присутствует альбит. Наконец, нельзя забывать Северо-Восточную провинцию России с ее дайковыми месторождениями, в которых альбит если не играет роль самостоятельного жильного минерала, то во всяком случае почти всегда присутствует вместе с кварцем. То же самое относится и к Аляске, где широко развит тот же тип дайковых месторождений.

Таким образом, имеющиеся материалы позволяют утверждать, что для золото-альбитовой формации характерна ведущая роль альбита как жильного минерала, который образует с кварцем, иногда с кальцитом и хлоритом неповторимый тип дайковых плутоногенных золоторудных месторождений.

Золото-альбитовая формация, обладая многими особенностями геологического положения, сходными с особенностями золото-кварцевой формации, отличается от нее некоторыми специфическими чертами. Так, например, эта формация почти никогда не развивается в песчаниково-сланцевых флишеидных толщах миогеосинклинальных прогибов, где слабо проявлен натровый метасоматоз. В свете этой закономерности золото-альбитовая формация может рассматриваться как один из частных случаев натрового метасоматоза, с которым золото имеет, по-видимому, более тесную, чем представляется, связь. Возможно, вследствие недооценки этой связи ассоциация золота с альбитом в плутоногенных зонах изучена слабее, чем парагенезис золота с кварцем.

В минеральных ассоциациях золото-альбитовой формации встречаются халькопирит, сфалерит, реже молибденит, шеелит и др. Интересна последовательность кристаллизации минералов в месторождениях: к наиболее ранней, как правило, относится кварц, за ним следуют альбит и сульфиды главной фазы, затем сульфиды с золотом продуктивной ассоциации, в последнюю стадию кристаллизуется кальцит. Нередко в жилах обнаруживается кварц двух или даже трех генераций, в таких случаях альбит попадает в «вилку» между разнотемпературными модификациями кварца. Если кварц отсутствует и главным жильным минералом выступает альбит, то рудоотложение начинается с его кристаллизации. Иногда в околожильной зоне развивается серицитизация, и тогда альбит самостоятельно или вместе с кварцем выполняет роль жильного минерала. Когда околорудный метасоматоз выражен развитием альбита, серицит смещается в жильный комплекс, где вместе с кварцем и некоторыми другими минералами участвует в образовании рудных тел. Иногда в распределении альбита отмечается некоторая вертикальная зональность.

Гранулометрический состав золота золото-альбитовых месторождений аналогичен его составу в золото-кварцевой формации: значительная часть золота относится к крупным классам; оно, как правило, содержит мало се-

ребра и ничтожные примеси меди, свинца. Его связь с сульфидами менее тесная, чем в золото-кварцевой формации.

Золото-анальцимовая формация (впервые выделена мною) возникает в редких случаях, когда образуются практически бескварцевые месторождения, в которых присутствует альбит и жильным минералом выступает анальцим. Такие образования свидетельствуют о разрешающих геохимических свойствах элемента, которые способствуют его концентрации в геологических ситуациях, отличающихся большим дефицитом кремнекислоты.

Ассоциация золота с анальцимом формируется в связи с наличием серпентинитов, габброидов, диоритов, иначе говоря, в тектоно-магматической обстановке, обладающей, по мнению некоторых исследователей, геохимическим запретом для золота. Интересным примером месторождений этой формации может служить золотое оруденение на о-ве Сахалин [Речкин, 1974]. Здесь в одном из месторождений золото тесно ассоциирует с анальцимом, альбитом и хлоритом, к которым присоединяются датолит, пренит и пектолит. Золотая минерализация и жилы с золотом приурочены к зонам наиболее интенсивной «тектонической и гидротермальной переработки габброидов на контакте с серпентинитами» [там же, с. 49]. В эндоконтакте габброидного массива с ультрабазитами, кроме рудных метасоматитов с анальцимовыми жилами и измененными габброидами, встречаются линзы и обломки «гранатовых пород и пироксенитов» [там же]. Золото находится в сростках с анальцимом, халькопиритом, альбитом, хлоритом, клинопироксеном. В рудах присутствуют также ковеллин, борнит, халькозин и пирит. Пробность золота колеблется от 812 до 865 при 14–15% серебра.

Золото-анальцимовая формация встречается крайне редко по сравнению с другими типами месторождений золота, но, образованная в результате метасоматической переработки гипербазитов щелочными растворами с высоким потенциалом натрия и чрезвычайно низким кремнезема и углекислоты, завершает естественный ряд ассоциаций, создающих триаду формаций: золото-кварцевая–золото-альбитовая–золото-анальцимовая. В левой части этого ряда кремний выступает как основной элемент, входящий в состав жильного минерала. В золото-альбитовой формации его роль ослабевает из-за усиления роли натрия. В правой части ряда основным становится натрий, за счет которого образуется анальцим, выступающий в качестве жильного минерала ассоциации. Вместе с ним присутствуют альбит, а также натролит и другие цеолиты.

В тектоно-магматических зонах с ультрабазитовыми интрузиями золото – не редкость [Булынников, 1968; Рожков, 1967; Глухов, 1971; Речкин, 1974; и др.]. Иногда оно присутствует вместе с никелем, кобальтом, хромом, серебром, иногда с платиноидами (в плутоногенно-магматических месторождениях), однако промышленные месторождения здесь сравнительно редки. Это имеет несколько объяснений, но я не буду обсуждать этот вопрос, так как для ответа пришлось бы рассматривать детали условий формирования и эволюции базитового магматизма.

Золото-турмалиновая формация появляется в некоторых тектоно-магматических зонах с резко выраженной плутонической фацией, где провинциальные черты золотого оруденения определяются повышенным фоном бора

как в изверженных породах, так и в осадочных толщах. Ассоциацию жильного комплекса (в ней наряду с кварцем присутствует турмалин, которому как бы уступает место альбит) П. И. Скорняков [1949] назвал турмалиново-кварцевой формацией. Я полагаю, что имеющийся фактический материал [Шило, Сидоров, Затрузина, 1972; Осипов, Сидоров, 1973; и др.] по различным золотоносным районам (Колыма, Забайкалье и др.) позволяет выделить золото-кварц-турмалиновую или золото-турмалиновую формацию и отнести к ней рудопоявления, рассматривающиеся как золото-редкометалльные.

Представители этой формации не так уж редки, но их промышленная ценность исследована далеко не достаточно. В свое время С. С. Смирнов [1961], сравнивая их качественную минералогическую характеристику с характеристикой руд, пытался отнести к этому типу Ключевское и Дмитриевское месторождения, а Ф. Е. Апальцин и А. К. Савельев отмечали близкое по типу минерализации и геологической позиции Эргеляхское оруденение в бассейне р. Индигирка. Эти месторождения [Шило, Сидоров, Загрузина, 1972] распространены как в золотоносных, так и в типично оловоносных районах. В мезозойских и кайнозойских складчатых системах, а также в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе они пространственно ассоциируют с золото-серебряными месторождениями, являясь, однако, и здесь плутоногенной (интрузивной) формацией оруденения вулканогенных поясов и зон.

К золото-турмалиновой формации относятся, вероятно, и некоторые золото-теллуровые месторождения различных провинций. Подчеркну, что, по данным А. П. Осипова и А. А. Сидорова [1973], детально рассмотревших проблему золото-редкометалльной формации, «наиболее типичными представителями золото-редкометалльной формации можно считать месторождения, в рудах которых продуктивная ассоциация характеризуется субмикроскопическим тонкодисперсным золотом, образующим сростания с минералами висмута и теллура. Присутствие в рудах этой формации турмалина также является характерной чертой» [с. 166]. Следует отметить, что, хотя отношение турмалина к золотой минерализации и вызывает дискуссии, новые данные подтверждают справедливость тех утверждений, которые не усматривают в этой ассоциации геохимического запрета.

Противоположные мнения имеются и по поводу рудного комплекса. Для золото-турмалиновой формации характерно наличие золота, серебра, теллура, висмута, мышьяка, цинка, свинца, молибдена, меди, никеля, вольфрама, олова, причем набор из этих элементов широко варьирует от месторождения к месторождению и образует неодинаковые минеральные комплексы. Тем не менее, по-видимому, здесь всегда должны присутствовать теллуриды, касситерит, молибденит, шеелит, висмутин, арсенопирит, пирит и пирротин, а также золото и серебро при сравнительно высоком соотношении содержаний первого ко второму. Учитывая значительную неустойчивость соотношений и спектра рудных минералов, а также сравнительное постоянство жильной кварц-турмалиновой ассоциации, я полагаю, что название «золото-турмалиновая формация» предпочтительнее, чем какое-либо другое. В предлагаемом определении не только уточняется генетическое положение формации, но и утверждается отсутствие геохимического запрета для ассоциации золота с оловом и некоторыми другими элементами, типичными для оловяно-рудных

провинций. Как известно, золото давно было установлено в различных месторождениях с касситеритом, но этому факту, скомпрометированному ошибочными представлениями об антагонизме между золотом и оловом, не придавалось должного значения. Ошибочная интерпретация золото-оловянной ассоциации целиком основывалась на ограниченных представлениях о геохимических возможностях золота.

Золото-форстерит-эпидотовая формация генетически связана, пожалуй, с краевой околоскарновой форстерит-эпидотовой зоной, нередко обогащенной скаполитом. Присутствие в ней форстерита указывает на магниезильную направленность метасоматических изменений горных пород и на пневматолитический характер процессов, в которых важное значение принадлежит хлору, — скаполит. Этот минерал, как отмечал А. Г. Бетехтин [1950, с. 898–899], по широкому изоморфизму имеет много общего с группой плагиоклазов, но его отличает присутствие анионов Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , иногда F и OH^- , когда общий отрицательный заряд в решетках уравнивается катионами Na^+ и Ca^{2+} , которые присутствуют в нем в большом количестве. Магнезиальные скарноиды по минеральному составу (форстерит, оливин, шпинель, диопсид, флогопит и др.) имеют сходство с породами контактовых зон с гипербазитами, но в пневматолитическом процессе, обладая повышенной подвижностью по сравнению с магнием, играет незначительную роль в минералообразовании.

Рудный комплекс околоскарновой зоны, где развивается золото-форстерит-эпидотовая формация, включает сульфиды мышьяка, меди, свинца; в ассоциации с ними находятся достаточно крупные выделения самородного золота. Последнее образует ряд интерметаллических соединений с серебром, содержание которого столь незначительно, что для формации нехарактерен даже электрум.

Золото-гранат-везувиановая формация представляет собой типичную ассоциацию скарновой зоны с гроссуляр-андрадит-геденбергитовой триадой. Интересно положение везувиана. Как известно, по структуре он имеет много общего с гранатом, так как параметр его ячейки по a_0 равен 1,183 нм и соответствует длине ребра кубической ячейки гроссуляра. Казалось бы, его можно исключить из названия формации. Однако упоминание везувиана в рассматриваемой ассоциации подчеркивает протекающий под воздействием послемагматических растворов контактово-биметасоматический характер процесса формирования зоны. Для понимания формационной роли везувиана чрезвычайно важно то обстоятельство, что он приурочен к известнякам, метаморфическим толщам (хлоритовые сланцы, гнейсы), серпентинитам и встречается в ультраосновных породах (в хромитовых залежах с хромсодержащим гранатом).

Таким образом, золото-гранат-везувиановая формация возникает в зоне развития высоко- и среднетемпературных метасоматических процессов, где решающая роль принадлежит малоподвижным оксидам CaO , SiO_2 , Al_2O_3 , с которыми взаимодействуют легкоподвижные H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O , S, MgO , Fe.

С минеральными комплексами золото-гранат-везувиановой формации ассоциирует геденбергит. Этот пироксен характерен для контактово-метасо-

матических магнетитовых месторождений, медных сульфидных руд и некоторых других высокотемпературных гидротермальных месторождений. Присутствие геденбергита совместно с андрадит-везувиановой парой отражает возрастающую роль железа – наименее подвижного элемента в приведенном выше ряду – и как бы связывает формацию с золото-волластонит-магнетитовой, в которой железо образует уже самостоятельный минерал – магнетит. Для месторождений золото-гранат-везувиановой формации присущ резко обедненный сульфидами рудный комплекс с небольшим количеством пирита, халькопирита, иногда арсенопирита, зато магнетит встречается в обильных выделениях (Лебедское месторождение Алтае-Саянской складчатой области).

Золото-волластонит-магнетитовая формация тяготеет к толщам мергелистого состава, подвергающимся метасоматическому воздействию в ходе формирования кислых интрузий. Волластонит в виде примеси содержит до 9% Fe, поэтому его совместное присутствие с магнетитом закономерно. Склонность этого минерала не давать изоморфных видов с пироксенами объясняется его типичным гидротермальным происхождением, а наличие в структуре SiO_2 , Ca, Mg свидетельствует о менее жестких термодинамических условиях минералообразования, в том числе и для ассоциированного с волластонитом рудного комплекса. Можно полагать, что в данном случае происходит взаимодействие наименее подвижных элементов, т. е. Mg, Fe с CaO и SiO_2 , когда двухвалентные катионы (Mg, Fe, Ca) балансируют электростатический заряд, в узоре пироксена равный четырем. При этом, вероятно, возникают геохимические условия, в какой-то мере сходные с теми, при которых магнетит выступает в связи с амфиболитизированными габбро-диабазами, т. е. в обстановке, близкой к условиям образования золото-магнетитовой формации плутоногенно-гидротермальных месторождений.

В принадлежащих к золото-волластонит-магнетитовой формации месторождениях парагенетическая ассоциация рудных минералов включает разнообразные сульфиды, в том числе пирит, халькопирит, борнит, халькозин, сфалерит, т. е. главным образом соединения с координационной структурой; обилен также гематит; иногда в виде редкой примеси присутствуют теллуриды золота. Следовательно, в процессе рудообразования ведущими катионами, кроме натрия, калия, кальция и магния, являются железо, медь, возможно, серебро и даже золото.

Такова в самом общем виде геохимическая основа приведенной триады формаций: золото-форстерит-эпидотовой, золото-гранат-везувиановой и золото-волластонит-магнетитовой. Большинство исследователей эти формации просто относят к скарновым, что не позволяет видеть в каждой из них специфические черты, возникающие в разных зонах скарнообразовательного процесса, до сих пор еще рассматриваемого многими как результат контактового воздействия интрузий кислого состава на карбонатные породы. Ошибочность подобных представлений давно показана [Коржинский, 1953, с. 390 и др.]. Более того, в ряде работ, где представлен фактический материал по геологии «скарновых» золоторудных месторождений, естественные границы между этими формациями выявляются настолько отчетливо, что авторы подсознательно выделяют как наиболее благоприятные в отношении золотой минерализации «волластонитовые (Синюхинское месторождение), гранато-

вые и магнетитовые (Лебедское месторождение) участки скарновых залежей» [Шербаков, 1974].

Золото-магнетитовая формация занимает важное место в плутоногенно-гидротермальной подгруппе золоторудных месторождений. Так, магнетит с никелем, медью, платиноидами и золотом в основных и ультраосновных интрузивных породах (например, в габбро-долеритах Талнаха) образует, как известно, руды в виде типичных ликвационных выделений; вполне убедительны и примеры магнетитового оруденения, связанного с эндогенными источниками гидротермального происхождения. Правда, в чисто магнетитовых месторождениях с резко проявленной скаполитизацией наличие золота не установлено, но это не меняет существа дела. Золото-магнетитовая минерализация нередко характерна для высокотемпературных контактово-метасоматических зон, причем иногда сопряженных со скарнированными породами, т. е. она, очевидно, является производной гидротермальной деятельности. Тем не менее парагенезис золота с магнетитом не находит геохимического объяснения: золото и железо, отличаясь эффективными радиусами на 37%, не могут давать изоморфных смесей, тем более что и размеры решеток у них сильно разнятся ($a_0 = 0,407$ нм, $Fe - a_0 = 0,2866$ нм), хотя кубическая решетка магнетита ($a_0 = 0,4299$ нм) близка по параметрам к решетке золота. Предположение [Шербаков, 1974, с. 131] об ограниченном изоморфизме между этими двумя элементами в минералах с ионно-ковалентными связями не подтверждено исследованиями, отрицательные результаты получены и при рентгеноструктурном анализе.

Решение проблемы парагенезиса золота и магнетита, а следовательно, и объяснение причин образования золото-магнетитовой формации с ограниченным набором минералов, которые могли бы играть роль концентраторов, лежит, по-видимому, в другом. Известно, что железо дает широкий спектр твердых растворов с Cr, Ni, Mn, W, Mo, V, Co, Ti, Nb, Al, а всякие сплавы или твердые растворы естественно влекут за собой изменение параметров решетки минерала, поэтому можно допустить, что в такого рода сложных твердых растворах Au «пристраивает» свои атомы по типу замещения или внедрения. Нельзя также исключить и адсорбирующую роль магнетита, на поверхности кристаллов которого, особенно если они обладают дефектами, может высаживаться золото. Наконец, и это наиболее вероятно, в образовании рассматриваемой формации магнетит может играть роль электродаосадителя, как в случае с сульфидами, особенно с пиритом или халькопиритом. А если в магнетитовой массе присутствуют сульфиды, тогда проблема образования этой формации сводится к взаимодействию золота с обладающим очень высокой электрохимической активностью пиритом или с другими, менее активными сульфидами. Именно такая схема отложения золота характерна, вероятно, для железорудных контактово-метасоматических месторождений Урала и Закавказья, где установлено самородное золото [Карасик, 1953, с. 130]. В магнетитовых рудах этих месторождений местами встречаются скопления сульфидов (халькопирит, пирит, марказит, кобальтин, линнеит, сфалерит), в которых и обнаружены выделения золота, причем в месторождениях Закавказья золото ассоциирует с эпидотом, кварцем, гематитом (!) и халькопиритом. Итак, следует считать, что ассоциация золота с маг-

нетитом возникает в высокотемпературных условиях закономерно. Золото здесь высокопробное.

При предложенной трактовке проблемы образования золото-магнетитовой формации представляется реальной, хотя и не непосредственной, связь рудообразующего процесса в целом с тектоно-магматической эволюцией того или иного участка Земли, когда на одном этапе его развития проявляется интрузивная деятельность, а на другом – рудообразующий гидротермально-метасоматический процесс. Учитывая, что в аналогичном соотношении с интрузивной деятельностью и скарнированием находятся и такие формации, как золото-форстерит-эпидотовая, золото-гранат-везувиановая и золото-волластонит-магнетитовая, вероятно, правильнее всего считать золото-магнетитовую формацию особым случаем проявления данной ассоциации в зоне метасоматически измененных пород, на которые наложена рудная минерализация.

Золото-сульфидная формация плутоногенно-гидротермальных месторождений, пожалуй, наименее охарактеризована в современной литературе. Чаще всего это название используют в собирательном смысле. Нередко к золото-сульфидной формации относят все золотоносные образования, в том или ином количестве содержащие сульфиды и притом включающие обширную группу металлов. Подобный подход, довольно распространенный среди специалистов по золоторудным месторождениям, лежит, например, в основе работы Н. В. Петровской [1973]. К «месторождениям умеренно сульфидных руд формации средних глубин» она относит такие, в частности, где «общее количество сульфидов в жильном выполнении – 10–20%, а в апофизах жил – 30–40%» [там же, с. 41]. К этой же категории она причисляет и рудные поля некоторых месторождений Якутии, считая, что «обогащение сульфидами (30–80%) – явное следствие дифференциации минерального вещества» и поэтому «по среднему составу руды близки (!? – Н. Ш.) к умеренно сульфидным» [там же]. В то же время в понимании Н. В. Петровской «месторождения существенно сульфидных формаций руд» – линзовидные и пластообразные залежи, сопровождаемые «зонами вкрапленной и прожилковой минерализации... Массивные руды сложены мелкозернистыми агрегатами пирита с ксеноморфными вкраплениями халькопирита и сфалерита, а также их прожилками» [там же, с. 47]. В этой же группе Н. В. Петровская рассматривает и плутоногенно-магматические месторождения, представленные золото-пентландит-пирротиновой и золото-пентландит-халькопиритовой формациями, и всю группу вулканогенных, т. е. образованных в зонах развития наземной вулканической деятельности, месторождений, существенной особенностью которых является сульфосолевая минерализация. Примерно аналогичный подход к формационному анализу, а следовательно, и к вопросу о принадлежности золоторудных месторождений к золото-сульфидным прослеживается и в работах С. Д. Шера [1972, 1974]. Общая методология этого автора в разрешении генетических вопросов и направленность его исследований известны и в комментариях не нуждаются.

Существует и другая точка зрения на золото-сульфидные месторождения. Она заключается в том, что к этому типу относятся преимущественно полиметаллические месторождения, включая и «скарновые» образования, являющиеся промышленными лишь благодаря присутствию в них тех или иных

количеств золота. Ее придерживается Ю. Г. Щербаков, хорошо знающий Алтае-Саянскую рудную провинцию, для которой такой тип оруденения весьма характерен.

Н. В. Петровская и С. Д. Шер, с одной стороны, и Ю. Г. Щербаков, с другой, – представители полярных позиций во взглядах на понимание золото-сульфидных месторождений. Но, вероятно, я не очень ошибусь, если скажу, что в обоих случаях условно-количественная оценка рудных объектов страдает общим недостатком – исключением минералого-геохимического анализа при интерпретации генетической сущности минералообразования. Правда, концепция Ю. Г. Щербакова в какой-то степени учитывает эти факторы и потому ближе к истине при рассмотрении золоторудных месторождений в плане формационного анализа.

Принятый мною принцип разделения месторождений на формации по их принадлежности к соответствующим тектоно-магматическим зонам и доминантности рудных и жильных парагенезисов позволяет утверждать: в каждой из рассмотренных формаций плутоногенно-гидротермальных месторождений содержится большее или меньшее количество сульфидов, но не сульфоселей, поэтому в данном случае количественные вариации сульфидного материала не могут являться основным критерием формационного анализа. Проблему решают парагенетические ассоциации, присутствующие в золото-сульфидных месторождениях.

Минеральные типы формации, хотя и с некоторыми отклонениями, приближаются к стандартным ассоциациям сульфидных гидротермальных минералов с золотом. Эти ассоциации в значительной степени определяются следующими обстоятельствами. Во-первых, золото принадлежит к триаде элементов Cu, Ag, Au, включающих в атомарном состоянии один s-электрон на внешней оболочке и полный набор из 18 электронов на следующем уровне с возможностью отклонений от подобной конфигурации. Это позволяет элементам участвовать в минералообразовании с валентностями 1, 2, 3. Во-вторых, халькофильный характер этой группы элементов создает возможности образования минеральных ассоциаций, для которых, несмотря на некоторое химическое родство, не характерно присутствие Ni, Pd, Pt. Такие ассоциации ближе всего стоят к парагенезисам, свойственным полиметаллическим свинцово-цинковым (с медью) месторождениям с примесью, иногда в заметных количествах, золота, серебра и некоторых других элементов, обладающих большим родством к сере. В-третьих, в составе полиметаллической ассоциации присутствуют As, Sb, Bi, которые в геохимических процессах ведут себя как доноры, а в комплексах и как акцепторы электронов.

К золото-сульфидным месторождениям плутоногенной формации могут быть отнесены полиметаллические месторождения, встречающиеся в бассейне р. Колыма, в их ассоциации входят также Pb, Zn, Cu, Sn, Co, W и др. (так называемая золото-редкометалльная формация). Подавляющее большинство таких месторождений гидротермально-метасоматического происхождения. Обычно они отличаются тонкими выделениями в сульфидах золота с небольшим количеством серебра. Подобные месторождения встречаются также в Алтае-Саянской рудной провинции, на Урале, в Забайкалье, Канаде, Австралии и т. д.

К золото-сульфидной плутоногенной формации может быть отнесен и другой тип месторождений. Это различные по форме тела, как правило, сложенные пиритом, местами замещающимися арсенопиритом, с обильной вкрапленностью крупных выделений золота, лишь частично сопровождаемого серебром. На таких месторождениях, нередко относимых исследователями к колчеданным, встречается мало серебра, нет меди, цинка, свинца. Их можно считать типичными гидротермальными образованиями. Подобные объекты встречаются в Казахстане, на Урале, в Канаде, Африке и многих других рудных провинциях мира.

Золото-сульфидная формация плутоногенно-гидротермального ряда отличается от золото-сульфидной формации плутоногенно-магматического ряда прежде всего составом сульфидов. По сравнению же с аналогичной формацией вулканогенно-плутоногенного ряда она имеет более высокое золото-серебряное отношение и лучшую раскристаллизацию руд, в ней отсутствуют сульфосоли, и она значительно обеднена висмуто-сурьмяно-теллуровой минерализацией. Все эти особенности с учетом амфотерности золота придадут совершенно неповторимые черты тем плутоногенно-гидротермальным месторождениям, которые следует относить к золото-сульфидной плутоногенной формации. В дополнение подчеркнем, что подавляющее большинство месторождений этой формации содержит мелкие выделения золота.

Золото-баритовая формация в подгруппе плутоногенно-гидротермальных месторождений как бы завершает ряд всей плутоногенной группы. Это не случайно. Дело в том, что Ва образует безводные сульфаты обширного класса минералов, являющихся солями серной кислоты. В них бариту принадлежит особое место, так как он не только является основным минералом Ва, но и занимает по некоторым геохимическим особенностям промежуточное положение в рядах между типичными гидротермальными средне- и низкотемпературными и существенно аутигенными образованиями. Например, в Казахстане встречаются золотоносные жилы, которые в более высокотемпературной зоне почти нацело сложены полиметаллами, постепенно сменяющимися баритом [Билибин, 1961].

Барит-флюоритовые жилы, содержащие кварц и кальцит, обнаружены в Северной Англии, Гарце, Узбекистане [Годовиков, 1975, с. 477]. Геохимические условия образования баритовых жил, широко распространенных в Армении и Грузии, рассмотрены Г. С. Дзоценидзе [1965]. В свое время (1936 г.) я тоже наблюдал баритовые месторождения в Центральном Казахстане, среди палеозойских толщ бассейна р. Колыма (1942 г.).

Барит в месторождениях, с одной стороны, входит в ассоциацию с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами и др., а с другой – с англезитом, церусситом, витеритом, стронцианитом, целестином, кераргиритом. В околорудных изменениях нередко фиксируются гипогенная каолинитизация, алуинитизация. Иногда присутствует диксит, что свидетельствует о кислых средах, в которых выпадало золото. В подобных месторождениях оно кристаллизуется после барита, что, как подчеркивал Ю. А. Билибин [1961], свидетельствует о его устойчивых формах в кислых растворах.

Очень трудно объяснить механизм и геохимические условия образования баритовых жил или тел в тех случаях, когда они содержат достаточно боль-

шие концентрации золота. Вероятнее всего, возникновение золото-баритовой, в высшей степени своеобразной, формации, переходное значение которой от плутоногенного к вулканогенному ряду совершенно очевидно, определяется суммой факторов.

Одна из важных причин, объясняющих образование рассматриваемой ассоциации, заключается, по-видимому, в том, что у триады элементов – Sn, Ag, Au, а также у K, что имеет особое значение, квантовые числа внешних электронов одинаковы. Ионные радиусы Ba, K, Au почти равны (соответственно 0,135; 0,133; 0,135 нм). Это позволяет барию изоморфно с калием входить вместе с другими гранитофильными элементами в одни и те же постройки.

В случае известково-натриевой эволюции системы ее энергетическое состояние не способствует сохранению бария в растворах. Происходит его сброс. Несмотря на принадлежность к рассеянным и редким элементам, он образует барит, который входит в состав сульфидных жил и в разнообразные по форме тела лишь в виде примеси. Затем, подчиняясь закону несмесимости сульфидов, силикатов и оксидов, барит обособляется от них и образует самостоятельные жилы. В связи с этим следует вспомнить месторождение Карлин (США), где «среди окварцованных алевролитов... микроскопическое золото иногда наблюдалось в ассоциации с поздними кварцевыми прожилками, а также с баритом и по краям зерен пирита» [Хаусен, Керр, 1973, с. 608]. (Кстати сказать, при посещении этого месторождения в 1978 г. я наблюдал в продуктивной толще баритовые жилы.) Если учесть, что гиалофан (бариевый полевой шпат) кристаллизуется в той же форме, что и адуляр, встречающийся в золото-баритовых месторождениях, то сам факт появления бария свидетельствует о том критическом уровне, который можно назвать переходным от плутоногенной обстановки к вулканогенной.

Золото и серебро, присутствующие в баритовых жилах вместе с небольшим количеством сульфидов, концентрируются в них благодаря общему энергетическому уровню кристаллизации этих элементов, характерному для месторождений, формирующихся в приповерхностных условиях. Таким образом, золото-баритовая формация соответствует геохимической обстановке, как правило, обедненных калием тектоно-магматических зон, в которых образуются эти месторождения.

Вулканогенные месторождения

Вопрос о связи золотого и золото-серебряного оруденения с зонами развития наземного вулканизма имеет сложную историю. В течение длительного времени он рассматривался под влиянием альтернативных представлений о рудообразующих процессах как производных интрузивной деятельности. В числе представителей, придерживавшихся подобных взглядов, оказался и Ю. А. Билибин, который в работе «Общие вопросы металлогении золота» [1959] писал, что «так как с эффузивными формациями оруденение, и то незначительное по масштабу, связано достаточно редко (спилитовая эффузивная формация и, может быть, некоторые эпипермальные месторождения кон-

ца магматического цикла), то без большого ущерба (?! – Н. Ш.) для полноты нашей темы мы можем их из своего рассмотрения опустить» [с. 264]. Именно такие представления привели к тому, что громадные поля вулканитов со сложными постройками разного возраста в ряде районов, особенно на территории России, оставались мало изученными. В значительной степени это касается некоторых звеньев гигантских вулканогенных поясов, в пределах которых признаки золотого и золото-серебряного оруденения не были столь очевидными, будучи затушеванными в ходе сложной эволюции, тем более что геологические особенности этих поясов не укладывались в сложившиеся представления о главнейших структурах земной коры – складчатых зонах и платформах.

Отрицательную роль в определении перспектив зон наземного вулканизма играл и характер рудных формаций, внешне маловыразительных, с пониженной, как правило, россыпеобразующей ролью, что противоречило стандартному подходу к поискам золота, которое геолог всегда стремился искать в покровных образованиях (россыпях) в виде крупных выделений (самородков) благородного металла. Даже опыт отработки на Американском континенте месторождений, связанных с вулканитами, не оказался достаточным основанием для преодоления сложившихся представлений о генетической связи золоторудных месторождений с интрузиями.

Исследования российских и зарубежных геологов показали, что во многих тектонических зонах, особенно принадлежащих Тихоокеанскому обрамлению, в процессе разрушения платформенных структур наряду с формированием складчатых прогибов происходит образование занимающих особое положение в структурах Земли вулканогенных поясов со специфической металлогенией. В этих поясах получили наиболее полное развитие и различные формации золотого оруденения, резко отличные от метаморфогенных и плутоногенных формаций.

Вулканогенные золоторудные месторождения характеризуются следующим рядом формаций: золото-серебряной кварцевой, золото-серебряной адуляровой, золото-серебряной родонитовой, золото-серебряной родохрозитовой, золото-серебряной хлоритовой.

Легко заметить, что для минеральных парагенезисов этих формаций ведущими металлами являются Pb, Cu, Ag, Fe, Mn, иногда также Zn и Hg. При образовании минералов эти элементы в соответствующих термодинамических условиях входят в их структуру с координационными числами 2, 3, 4 с образованием сульфосолей серебра типа прустита, пираргирита и некоторых других, в парагенезисе с которыми присутствуют моносulfиды Ag, Cu, Pb. По сравнению с сульфосолями моносulfиды занимают второстепенное положение, во всяком случае в месторождениях, принадлежащих к вулканогенной группе формаций, они не всегда являются промышленно ценными компонентами руд.

Собственно золото-серебряные формации при некотором однообразии и повторяемости рудных элементов от месторождения к месторождению все же различаются по рудному и жильному комплексам. Видимо, жильный комплекс в значительной степени определяет индивидуальность каждой формации.

Формации вулканогенных месторождений выделяются и по типу около-рудных изменений, хотя для них более или менее характерно повторение аргиллитовых, цеолитовых и пропилитовых зон, которые при наложении разновременных гидротермально-метасоматических процессов могут существенно усложняться или, напротив, упрощаться.

В золото-серебряных формациях существует тесная ассоциация золота и серебра, образующих сплавы или интерметаллические соединения. Показательно и золото-серебряное отношение, которое здесь всегда значительно ниже, чем на месторождениях всех других золоторудных формаций.

Специфическая гидротермально-метасоматическая деятельность в вулканогенно-осадочных толщах различного состава, проявленная в вулканических постройках и тектонических нарушениях, обуславливает морфологическое разнообразие рудных тел. Как правило, это жилы, зоны метасоматически измененных пород, зоны вторичных кварцитов или пропилитов с промышленным оруденением и т. д.

Золото-серебряную кварцевую формацию, широко распространенную (Тихоокеанское побережье Южной Америки, Канада, Дальний Восток России, Забайкалье, Япония, п-ов Корея, Румыния и др.) и признаваемую геологами-рудниками всех стран, можно рассматривать в качестве вулканогенного аналога золото-кварцевой формации метаморфогенных и плутоногенных золоторудных месторождений. В них присутствует также серебро, практически никогда не образующее здесь собственных минералов, за исключением редких случаев формирования электрума или кюстелита, происхождение которых не может быть определено однозначно из-за неясности геологической позиции большинства подобных месторождений.

Во многих месторождениях серебро с золотом дают интерметаллические соединения лишь в узкой области смесимости и не образуют непрерывного ряда. В золото-кварцевой формации метаморфогенных и плутоногенных месторождений золото-серебряные отношения всегда достигают высоких значений из-за небольшого количества серебра. Во всех формациях вулканогенного ряда наблюдается противоположное явление.

Весьма существенной, быть может, даже одной из главных особенностей золото-серебряной кварцевой формации является форма нахождения в ней кремнезема. Учитывая, что он образует основные жильные минералы и во многих других формациях вулканогенных месторождений, считаю правомерным более подробно охарактеризовать минералы «семейства кремнезема» в целом для всех формаций этой группы.

Прежде всего формации характеризуются наличием полиморфных модификаций кремнезема. В рудных телах наряду с различными генерациями раскристаллизованного кварца всегда содержатся тонковолокнистые, а нередко и его аморфные разновидности. Иначе говоря, в этих формациях кварц, халцедон, кварцин и опал сосуществуют, причем сравнительно часто халцедон и кварцин представлены именно тонковолокнистыми разновидностями.

В рудных телах отмечается также разнообразие морфоструктурных форм минералов кремнезема (рис. 4.3). Характерны друзовые агрегаты, как правило, полупрозрачного мелкозернистого кварца; полосчатые разности, образованные чередованием темных минералов (аргентит, пирит, арсенопирит, ан-

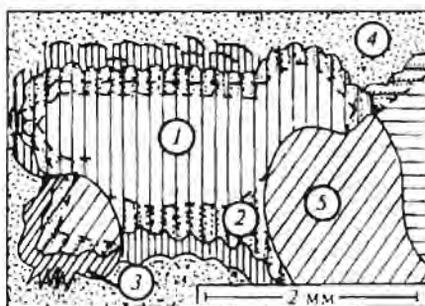


Рис. 4.3. Микроструктура агрегатов кварца из рудных жил золото-серебряной кварцевой формации [Сидоров, 1966, с. 42]: 1 – полупрозрачный кварц, частично растворенный и регенерированный в период отложения халцедона и халцедонового кварца; 2 – регенерированные зоны роста, насыщенные однофазными включениями и облекающие кварц; 3 – зоны кварцита; 4 – халцедон; 5 – крупнозернистый кварц

Сидоров [1966] отмечает: «...структуры кварца тонко-, мелко- и среднезернистые, иногда крупнозернистые. Для концентрически-зональных текстурных разновидностей свойствен преимущественно гребенчатый и гребенчатовидный кварц. Зерна всех разновидностей кварца в большинстве случаев имеют перистое и волнистое угасание. В более или менее изометричных зернах угасания зональные радиально-лучистые, что указывает на склонность этого кварца в период его образования к сферолитовой (глобулитовой) кристаллизации. Часто среди зерен кварца встречаются раскристаллизованные до тонкозернистых агрегатов и, реже, нераскристаллизованные сферолиты с опаловидным изотропным ядром» [с. 68–69]. Во многих случаях отмечаются псевдоморфозы кварца по кальциту, нередко кристаллы кварца в виде друз на раскристаллизованном кальците.

В различных золото-серебряных месторождениях распространены однофазные жидкие включения в минералах, что особенно характерно для халцедонового кварца. «Кроме жидких включений, иногда отмечаются также скопления трудноопределимого пелитового вещества, в большинстве случаев, по-видимому, представленного глинистыми частицами и рудными минералами, зафиксированы редкие кристаллики галита» [там же, с. 43].

Рудный комплекс минералов, типичный для месторождений золото-серебряной кварцевой формации, представлен золотом в виде двух минеральных разновидностей – электрума и кюстелита, а также сульфидами (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, марказит, арсенопирит), блеклыми рудами (теннантит, фрейбергит и др.), сульфостаннатами (канфильдит, станнин), сульфосолями серебра (пираргирит, миаргирит, полибазит, прустит и др.); серебро присутствует в самородном виде, но нередко образует аргентит, который иногда ошибочно относят к гипергенным минералам.

и др.) и полупрозрачного мелкозернистого, нередко халцедоновидного кварца, ажурные каркасы из тонких пластинок белого, голубоватого, сероватого халцедонового кварца, которые располагаются параллельно или пересекаются под разными углами. Широко распространены кокардовые и концентрически-зональные формы с зональным радиально-лучистым угасанием изометричных зерен, что хорошо видно при микроскопическом изучении этих образований. Повсеместно встречается брекчиевая структура жильного материала, образованная большим количеством обломков пород, взвешенных в массе кремнезема, который при этом представлен концентрическими, массивными или друзовыми образованиями с постепенно нарастающим текстурным рисунком. А. А. Сидоров

Самородное золото, электрум и кюстелит в рудах этой формации большей частью состоят из мелких зерен (не более 0,2 мм), которые не накапливаются в россыпях. Золото-серебряное отношение равно 1:5, 1:10, 1:50, 1:100 и меньше.

Золото-серебряная адуляровая формация, как и кварцевая, широко распространена среди вулканогенных месторождений и рудопроявлений. В этом отношении ее можно сравнить с золото-альбитовой формацией плутоногенного ряда и, пожалуй, даже считать вулканогенным аналогом последней. Количество адуляра (микроклина, ортоклаза или анортоклаза (?)) в месторождениях, относимых к золото-серебряной адуляровой формации, варьирует, но в целом адуляра меньше, чем кварца. Формацию можно было бы назвать кварц-адуляровой, но это неудобно, так как кварц, выполняя сложную геохимическую роль в формировании золоторудных месторождений, практически присутствует в рудах всех формаций. В то же время появление адуляра, специфического калиевого полевого шпата, не получившего по неизвестной причине даже специального описания в минералогических фолиантах, подчеркивает особые термодинамические и кислотно-щелочные условия, в которых протекает отложение всего рудного парагенезиса.

Напомним, что ортоклаз (адуляр) в группе полевых шпатов не дает изоморфного ряда с анортозитом, иначе говоря, не образует смеси с минералом, имеющим «дефицит» кремнекислоты (правда, здесь играют роль и другие факторы); с натровым полевым шпатом он образует непрерывный ряд твердых растворов лишь при высоких температурах, при их снижении растворы распадаются, что принято объяснять различными ионными радиусами у Na и K (0,98 и 1,33); ортоклаз дает изоморфные смеси с гиалофанами (весьма важный факт, отмеченный мною при рассмотрении золото-баритовой формации).

Адуляр в гидротермальных рудах вулканогенных месторождений присутствует в разнообразных формах. Он образует самостоятельные прожилки (рис. 4.4), чередующиеся с раскристаллизованным кварцем (например, в золотоносных жилах бассейна р. Омолон). В одном из районов Западной Чукотки А. А. Сидоровым [1966] прослежена зона «окварцевания и адуляризации с золото-серебряным оруденением», в которой окаймленная метаколлоидным кварцем центральная часть прожилков выполнена гребенчатым и друзовым кварцем, а весь гребенчато-друзово-метаколлоидный кварц заключен в адуляр-кварцевую раскристаллизованную мелкозернистую массу. Именно с адуляр-кварцевой частью прожилков связаны тонкие нитевидные выделения дисперсного рудного вещества и вкрапленников самородного золота с сульфосолями серебра. В ряде месторождений адуляр замещает другие полевые шпаты, ассоциирует с гидрослюдами, иногда встреча-



Рис. 4.4. Взаимоотношения кварца и адуляра в симметрично-крупнокристаллическом прожилке [Сидоров, 1966, с. 46]. 1 – гребенчатый и друзовидный кварц; 2 – полупрозрачный метаколлоидный кварц; 3 – тонкодисперсное рудное вещество; 4 – мелкозернистый адуляр-кварцевый агрегат; 5 – вкрапленники золота и сульфосолей серебра

ется в виде идиоморфных зерен в кварце. И здесь в рудных телах сульфосоли серебра и золота заведомо связаны с ним. А. А. Сидоров подчеркивает, что «адуляр тесно ассоциирует с наиболее богатыми скоплениями золота и сульфосолей серебра» [там же, с. 49].

Минералы кремнезема в рудных жилах золото-серебряной адуляровой формации представлены тем же набором, что и в золото-кварцевой. Однако рассматриваемую формацию существенно отличает уменьшение роли опала, халцедона и кварцина, а также лучшая раскристаллизация кварца. В некоторых месторождениях данной формации отмечается поздняя кальцит-адуляровая минерализация с небольшим количеством сульфидов. По масштабам она довольно часто превосходит продуктивную минерализацию. Ее развитие связано, по-видимому, с воздействием на кварц-адуляр-антимонитовую ассоциацию карбонатообразующих растворов, пересотлагающих также золото и серебро.

Текстурные особенности рудных тел золото-серебряной адуляровой формации нередко обусловлены чередованием адуляр-кварцевого материала или прожилков, полностью сложенных адуляром, с мелкозернистым кварцем. В них адуляр – равный или даже главный партнер кварца в образовании жильного материала.

Рассматриваемая золото-серебряная адуляровая формация образуется в обстановке, в которой наряду с кремнием ведущая роль принадлежит и калию, проявляющему реакцию способность в неустойчивой системе вследствие близповерхностных условий ее развития.

Рудный комплекс представлен самородным золотом, серебром, электроумом, кюстелитом и сульфидами железа, меди, свинца, в меньшей степени цинка и серебра. С ними ассоциируют сульфосоли серебра (пираргирит, митаргирит, полибазит, стефанит, тетраэдрит и др.), т. е. группа минералов, в которых есть как одновалентные, так и двухвалентные катионы Cu^+ , Ag^+ , Fe^{2+} , Zn^{2+} , Hg^{2+} , иногда Pb^{2+} , Mn^{2+} . Самородное золото в адуляровой формации по крупности весьма близко к золоту золото-серебряной кварцевой формации.

В золото-серебряной родонитовой формации, как это следует из ее названия, определяющее значение имеет родонит, выступающий в качестве жильного минерала. Он относится к метасиликатам, в структуре которых главными элементами являются Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na; причем наиболее заметную роль играют кальций и отчасти натрий. Следует вспомнить, что эти же элементы (за исключением натрия) входят в состав форстерита, эпидота, граната и везувиана – ортосиликатов с различными структурами, образующих соответствующие золоторудные формации плутоногенного ряда. Если учесть, что родонит относится к тому же семейству минералов, что и волластонит, то, вероятно, золото-серебряную родонитовую формацию можно рассматривать как вулканогенный аналог плутоногенных формаций, в которых основными минералами жильного комплекса являются форстерит, эпидот, гранат, везувиан и отчасти волластонит. Правда, в золото-серебряной родонитовой формации очень часто встречается родохрозит, однако его присутствие не определяет характер формации. Вообще родохрозит в сочетании с родонитом, по-видимому, не всегда точно диагностируется, а визуальные оценки родонит-

родохрозитовых руд чаще более или менее условны, что затрудняет их отношение к тому или иному формационному типу. Возникает также вопрос: нельзя ли родохрозит считать аналогом кальцита, который уступает ему место при дефиците кальция и избытке марганца? Во всяком случае тот факт, что в этих формациях как вулканогенного, так и плутоногенного рядов в составе формациеобразующих минералов (орто- и метасиликатов) весьма заметна роль Mg, Ca, Mn, несравненно важнее.

Не исключено, что марганец, образующий родонит, определяет геохимическую эволюцию рудных растворов, а следовательно, и все специфические черты золото-серебряной родонитовой формации. Если не исходить из этой идеи, то удовлетворительно объяснить резко повышенную серебристость родонит-родохрозитовых руд и их слабую золотоносность трудно, особенно на некоторых месторождениях Дальнего Востока России, п-ова Корея, Южной Америки, Канады и других регионов, с характерной для них марганцевой минерализацией. В связи с наличием какого компонента (родонита или родохрозита) они приобретают подобные особенности, пока сказать нельзя. Ответить на этот вопрос помогут специальные исследования, в том числе и физико-химическое моделирование рудообразующего процесса.

Во многих месторождениях рассматриваемой формации встречается родонит-родохрозит-кварцевая ассоциация, соответствующая собственно рудной стадии. Однако если принять во внимание прерудный этап минерализации и завершающую стадию рудоотложения, то минеральный состав руд предстанет в более сложном виде: родонит-родохрозитовой ассоциации с кварцем (нередко с хлоритом) предшествует адуляр-кварцевая, весь комплекс завершается отложением серого стекловатого кварца, в котором в виде вкрапленников и мельчайших зерен присутствуют адуляр и родонит. Для руд таких месторождений характерно ритмичное строение, свидетельствующее о сложной, но в общем спокойной обстановке рудоотложения, обусловившей широкое развитие колломорфно-полосчатых структур. Нередко в родонит-родохрозитовых рудах в последовательном отложении кварца, калиевого полевого шпата и родонит-родохрозита наблюдается четырехкратное повторение ритмов минералообразования с последовательным уменьшением их мощности в направлении от зальбандов к центру.

Минеральный состав гидротермальных золото-серебряных родонитовых месторождений очень богат, нередко в рудных телах формации насчитывается до сотни различных минералов. Наряду с главным жильным комплексом (родонит, различные модификации минералов кремнезема, адуляр, родохрозит) могут присутствовать кальцит, аксинит, гранат, турмалин, флюорит и др. Широко представлены сульфиды (арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, аргентит и др.), которые как бы вытесняют сульфосоли, имеющие в составе руд этой формации меньшее значение, чем в золото-серебряной кварцевой. Наблюдаются обильные крупные выделения самородного серебра; золото, напротив, представлено мельчайшими выделениями электрума и кюстелита, большей частью ассоциирующихся с сульфидами или кварцем.

В пределах рудных полей могут присутствовать и самостоятельные существенно золото-серебряные кварцевые, золото-серебряные хлоритовые и золото-сульфидные тела, сформировавшиеся в некотором временном интерва-

ле. Однако в общем балансе отложившегося рудного вещества, заключающего серебро и золото, они играют второстепенную роль.

Золото-серебряная родохрозитовая формация по своему минеральному составу и геологическому положению почти аналогична золото-серебряной родонитовой. Я выделяю эту формацию условно, чтобы акцентировать внимание исследователей на роли марганца в образовании золото-серебряных месторождений, обладающих всеми чертами вулканогенного ряда и отличающихся необычайно богатой и разнообразной минерализацией. Возможно, что она образуется в какой-то степени в связи со скарновыми процессами, но в таком случае вообще не ясна ее роль в ряду золото-серебряных месторождений.

Золото-серебряная хлоритовая формация встречается сравнительно редко, так как в условиях вулканической деятельности, по-видимому, не всегда создается обстановка, благоприятная для развития хлорита в таких количествах, чтобы он мог стать ведущим или одним из главных жильных минералов. Это и понятно. Слоистые силикаты, к которым относятся хлориты, в сущности продукты гидролиза орто- и метасиликатов, хотя, возможно, именно за счет этого в полях проявления наземного вулканизма возникает широкая гамма ассоциаций хлоритов с минералами кремнезема, адуляром и родонитом.

При определенном термодинамическом и геохимическом уровне формирования золото-серебряных месторождений хлоритовый компонент приобретает главное значение в жильном комплексе. Как известно, такую роль выполняют не все хлориты, а только те, в структуре которых существенная роль принадлежит катионам Fe^{2+} , Fe^{3+} и отчасти Mg^{2+} . Вспомним, что именно тюрингит образует в пределах вулканогенных поясов Дальнего Востока России касситерит-хлоритовые руды некоторых месторождений олова, успешно эксплуатирующихся в течение длительного времени. В то же время иногда железорудные месторождения содержат хлориты, вообще лишенные глинозема и магнезия. Эти факты позволяют по аналогии судить о некотором сходстве золото-серебряных хлоритовых месторождений с соответствующими формациями плутоногенного ряда. При подобном сопоставлении обращает на себя внимание изменение геохимической роли одних и тех же элементов в плутоногенных и вулканогенных условиях. Так, в рассматриваемых формациях в одних случаях образуются существенно золотые с небольшой примесью серебра формации, в других – золото-серебряные.

Такова в самом общем виде основа выделения золото-серебряной хлоритовой формации. Однако нельзя забывать, что с рассмотренных позиций месторождения анализируемой формации практически не изучались. Поэтому может возникнуть много вопросов, в числе которых главные относятся к проблеме свойств золота (сидерофильных или халькофильных), другие – к проблеме, можно ли считать процесс образования хлоритов в гидротермальных условиях гидролизом орто- и метасиликатов и т. д.

Минералогический состав золото-серебряной хлоритовой формации сходен с составом формаций собственно золото-серебряных месторождений. Вместе с тем для нее характерна повышенная доля серебро-аргентитовых руд, для которых типична ассоциация кварца, пирита, хлорита, аргентита и самородного серебра с небольшим количеством халькопирита. В формации весьма

низкое золото-серебряное отношение, практически это серебряные месторождения, в которых золото присутствует в виде небольшой примеси. Указанная ассоциация, а также характер соотношения золота и серебра приводят к мысли, что присутствующее в некоторых оловорудных месторождениях золото (бассейн р. Колыма); возможно, отложилось в геохимических условиях, аналогичных или близких к условиям формирования руд золото-серебряной хлоритовой формации.

Вулканогенно-плутогенные месторождения

Известен ряд золоторудных месторождений с весьма своеобразной ассоциацией минералов, представленных сульфидами или сульфосолями разнообразных металлов. Геологическое положение таких месторождений весьма разнообразно: они могут присутствовать в зонах развития наземного вулканизма и соседствовать с существенно плутогенными сериями магматических пород. Однако наряду со сложными и не всегда четкими особенностями геологии и минерального состава эти месторождения имеют одну общую выразительную черту: в них золото тесно связано с сурьмой, висмутом и теллуром – элементами последней и двух предпоследних клеток пятой и шестой подгрупп периодической системы Д. И. Менделеева. Положение этих элементов определяет и своеобразие их геохимического поведения при образовании золоторудных месторождений. Связь же этих элементов с золотом настолько яркая, что многие исследователи выделяют этот признак в качестве ведущего формационного. Правда, такое выделение не всегда находит признание, и месторождения нередко относят то к редкометалльным, то к сульфидным; в иных классификациях они вообще не упоминаются.

В некоторых бесспорно золоторудных месторождениях присутствует селен. На основании этого иногда выделяют еще золото-селеновую формацию. На мой взгляд, такое выделение неоправданно. Селен благодаря своему положению в шестой подгруппе четвертого полупериода обладает такими геохимическими свойствами, которые определяют его очень широкий изоморфизм в сульфидах. Поэтому он не дает собственных минералов и в полном смысле слова является рассеянным элементом, хотя его кларк намного выше кларков Au, Sb, Bi, Te, которые образуют самостоятельные минеральные виды, формирующие промышленные скопления (месторождения) рассмотренных ниже формаций.

Между прочим, по той же причине нельзя относить к вулканогенно-плутогенной группе и те месторождения, где с сульфидами или сульфосолями, точнее в них, сурьма, висмут и теллур находятся в качестве рассеянных изоморфных примесей. Примером может служить Березовское месторождение Урала, относящееся к типичной золото-кварцевой формации плутогенного ряда. В нем в теннантит-тетраэдритовой ассоциации отмечается сурьма, рассеянная, вероятно, в виде изоморфной примеси. Наличие сурьмы – важный показатель определенного уровня минералообразования в схеме зональности месторождения, но сколько-нибудь характерных минеральных парагенезисов она здесь не создает и не является ведущим элементом.

Таким образом, можно говорить о золото-сурьмяной кварцевой, золото-висмутовой кварцевой, золото-теллуровой кварцевой формациях вулканогенно-плутоногенной группы золоторудных месторождений. Месторождения этих формаций не образуют значительных промышленных объектов, и их роль в золотодобыче невелика. Но они нередко разрабатываются для получения висмута, теллура и сурьмы, а также сопутствующих элементов.

Наряду с названными формациями в данную группу входит и золото-сульфидная. К ней относятся месторождения вулканогенных поясов, но со свойственными плутоногенным образованиям набором рудообразующих элементов, характером моносulfидов, температурами минералообразования, высокой степенью раскристаллизации кварца в ассоциации с другими минералами кремнезема и пр. Месторождения этой формации тяготеют к полям вулканоплутонических серий и нередко переходят в чисто золото-кварцевые или иные золоторудные формации.

Золото-сурьмяная кварцевая формация – достаточно известная, признаваемая всеми исследователями ассоциация золота, антимонита и кварца. По ряду существенных признаков она (месторождения Якутии, Чукотки, некоторые рудопроявления Забайкалья, Ангаро-Енисейского пояса, Румынии и др.) не обладает, точнее, чаще всего не обладает всеми особенностями, характерными для вулканогенных или плутоногенных месторождений. Геологическое положение и минеральный состав некоторых месторождений этой достаточно яркой формации позволяют считать ее промежуточной между плутоногенной и вулканогенной; она представляет наиболее глубокие горизонты (зоны) рудообразующей колонны в вулканогенных поясах. К последнему типу, вероятно, относятся некоторые месторождения Западной Чукотки, а к образованиям промежуточного характера – скорее всего якутские золото-сурьмяные месторождения и рудопроявления Енисейского кряжа.

Месторождения анализируемой формации, как показано в работе О. А. Суставова и С. Я. Берсенева [1975], включают тела, сложенные преимущественно молочно-белым кварцем с водяно-прозрачными прожилками. Встречаются также минерализованные с золотом брекчированные зоны, в которых основными гидротермальными минералами являются кварц и антимонит (Чукотка). В жильном кварце обильны газово-жидкие включения. Характер их распространения и размерность напоминают картину, присущую существенно золото-серебряной кварцевой или адуляровой формациям. Это позволяет считать, что месторождения такого типа, даже расположенные в плутоногенных зонах, возникали в приповерхностных условиях.

Следует добавить, что в типичных вулканогенных месторождениях золото-сурьмяной кварцевой формации характер кварца несколько иной. Это вызвано повышением роли колломорфных структур, обычно присущих золото-серебряным жилам и рудным телам, тесно связанным с гидротермально-метасоматическими зонами в вулканогенных поясах.

Широко варьирует и ассоциация рудного комплекса. В месторождениях с признаками образования в глубоких зонах вулканической деятельности или, напротив, в приповерхностных условиях плутоногенных зон обычно присутствуют антимонит и золото (с незначительной серебристостью). Нередки парагенезисы рудных минералов, среди которых встречаются сульфосоли сурь-

мы, серебра, теллуриды серебра и золота, висмутовые минералы, иногда пирит, барит; преобладают низшие сульфиды. Характерно отсутствие арсенопирита, он лишь иногда встречается в виде рассеянной вкрапленности. Это можно, по-видимому, объяснить эффектом лантанидного сжатия, благодаря которому сурьмяно-висмутовая ассоциация исключает сурьмяно-мышьяковую. Напротив, повышенное содержание арсенопирита в рудах, как правило, свидетельствует о минерализации, предшествовавшей золото-сурьмяному парагенезису.

Золото-висмутовая кварцевая формация и ее отдельные представители обладают еще более выразительными чертами, приближающими их к плутоногенной группе. Эти месторождения многие исследователи относят к золото-редкометалльным. Для них характерен очень сложный парагенезис минералов, рудные компоненты представлены элементами, часто, хотя и условно, относимыми к группе редких.

Висмут – последний член ряда As-Sb-Bi, т. е. пятой подгруппы системы Д. И. Менделеева, обладает по сравнению с мышьяком и сурьмой наибольшими металлическими свойствами и вместе с тем проявляет наименьшее, по сравнению, например, со свинцом, медью и серебром, сродство к сере, начинающей VI подгруппу элементов. Один из этих элементов (Pb) находится в том же 6-м периоде, что и Bi, а Cu и Ag наряду с Pb дают основную массу сульфосолей Bi.

Указанные особенности обуславливают ассоциацию висмута и некоторых его минералов с высшими и особенно низшими сульфидами, а также его участие в образовании широкого класса главным образом собственно висмутовых и сурьмяно-висмутовых сульфосолей. Среди них А. А. Годовиков [1972] выделил более 80 минеральных видов. Сульфосолевые минералы висмута представлены комбинациями Bi-Ag, Bi-Cu-Ag, Bi-Cu-Pb, Bi-Ag-Pb, Bi-Cu-Ag-Pb, Bi-Sn, которые хотя и характерны для плутоногенных условий рудообразования, но в большей степени отвечают специфической среднетемпературной обстановке. В некоторых сульфосолях участвует марганец, иногда изоморфно замещающий железо, что весьма показательно для месторождений золота именно вулканогенных формаций.

Отмеченные особенности геохимии висмута и условий образования его минералов, нередко находящихся в ассоциации с золотом и серебром, служат основанием для выделения золото-висмутовой кварцевой формации. Ее основным жильным минералом является кварц, причем он занимает промежуточное положение между минералами кремнезема, собственно золото-серебряных формаций вулканогенного ряда и золото-кварцевой плутоногенной формации.

Золото-теллуровая кварцевая формация по геологическим и минералогическим особенностям месторождений полностью отражает положение теллура в системе Д. И. Менделеева и его геохимическую роль в земной коре. Расположенный между Se и Po в VI подгруппе, он приобретает настолько сильные металлические свойства, что легко дает интерметаллические соединения с висмутом и образует класс минералов, находящихся в парагенетической ассоциации с сульфидами и сульфосолями его близких геохимических партнеров, в частности Pb, Sb, Hg и др., а также Ag и Au (рис. 4.5), т. е. собственно



Рис. 4.5. Парагенезис минералов в системе Au-Ag-Te [Костов, 1965, с. 461].

Пунктирные линии – изменение состава гессита по мере накопления серебра

некоторых золото-теллурических месторождениях присутствуют теллингит и глаукопирит, с которыми ассоциируют молибденит (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) и касситерит. Это позволило А. А. Сидорову отнести такого типа месторождения к золото-редкометалльным и выделить соответствующую данному названию формацию.

В месторождениях золото-теллурической кварцевой формации наиболее распространенный жильный минерал – кварц. Обычно он раскристаллизован и по всем признакам имеет среднетемпературный характер. А для таких условий, по инвариантным точкам в конденсированных системах [Бартон, Скinner, 1970], как раз и характерны ассоциации минералов с серебром, золотом, висмутом, теллурием и другими элементами. Примером могут служить месторождения вулкана Крипл Крик (Колорадо, США), Бая-Де-Ареш и Секерымб (Румыния) и др.

Золото-сульфидная формация вулканогенно-плутоногенной группы, пожалуй, обладает наименее четкими индивидуальными признаками. Это, вероятно, вызвано тем, что разнообразный и сложный минералогический состав месторождений определяется многочисленными переходами от вулканогенных к плутоногенным условиям образования. Вместе с тем эта формация вплотную смыкается с другими формациями той же группы.

Для этих месторождений типичны обширные зоны резко выраженной сульфидной минерализации, чаще всего развивающейся на сопряжении эффузивных толщ со складчатым основанием вулканогенных поясов, для которых характерны различные по составу вулканоплутонические серии. Месторождения приурочены к разломам, контролирующим пропилитизацию и разнообразные интрузии, сульфидизация с золотом развивается то по осадочным породам фундамента, то по вулканитам, то захватывает интрузии.

Сульфидные залежи имеют метасоматическое происхождение, в их составе основное место занимают сульфиды (до 50% и более массы материала

металлических элементов. Вместе с тем благодаря эффекту лантанидного сжатия теллур по своим химическим свойствам в отличие от селена, рассеивающегося в виде изоморфной примеси в сульфидах, дает скопления, образующие промышленные объекты. В минеральных ассоциациях золото-теллурических месторождений наиболее распространены алтаит ($PbTe$), тетрадимит (Bi_2Te_2S), теллуризмутит (B_3Te_3), калаверит ($Au, AgTe_2$), сильванит ($AuAgTe$), петцит (Ag_3AuTe_2), золото самородное, висмут самородный, серебро самородное, висмутовые сульфосоли, нередко сульфиды Pb, Zn, Hg и других металлов. В

метасоматитов). Главная роль принадлежит пириту (колчеданные залежи), второстепенная – некоторым моносulfидам (пирротин, сфалерит, галенит и др.) и частично сульфосолям (блеклые руды). Нерудный комплекс представлен кварцем, иногда другими минералами кремнезема (до 50% общей массы метасоматитов), затем альбитом (иногда калиевым полевым шпатом), гидрослюдами, хлоритом, глинистыми минералами (каолинитом, диккитом), цеолитами, карбонатами, гипсом, эпидотом и др. В некоторых сульфидных залежах присутствуют медь, молибден, кобальт, иногда никель. Золото образует с серебром твердые растворы и интерметаллические соединения, чаще оно встречается в крупных выделениях среди сульфидов или в кварце. В некоторых залежах, имеющих несколько иной минералогический состав, как это наблюдается, например, в Казахстане, присутствует барит.

Отмеченные особенности характерны для Алмалыкского рудопроявления. Здесь жилы образованы кварцем, халцедоном, опалом и кальцитом, в рудном комплексе присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, теллуриды золота. В сульфидных и сульфосолях обнаружены, кроме золота, серебро, теллур, селен и др. Основное содержание золота связано с пиритом или кварцем и халцедоном, причем [Бадалов, 1969] в кварцевых жилах с сульфидной минерализацией без сплошных сульфидных залежей отмечается приуроченность высокопробного золота к минералам кремнезема, низкопробного – к пирит-халькопиритовой и теллуридовой ассоциациям.

В литературе подобные сульфидные залежи иногда описывают как связанные со скарновыми процессами. Однако, как уже было отмечено, они имеют существенно иные минералогические парагенезисы, другой набор ведущих катионов и отличаются признаками, не позволяющими считать их чисто плутоногенными. Золото-сульфидную формацию вулканогенно-плутоногенного ряда от золото-сульфидной плутоногенно-магматической формации прежде всего отличает комплекс характерных металлов (в частности, отсутствие никеля, платины и металлов ее группы). Месторождения рассматриваемой формации индивидуализированы также более широким набором минералов кремнезема (кварца, халцедона, опала), которых нет (за исключением хорошо раскристаллизованного кварца) в соответствующих формациях плутоногенного ряда. Наконец, для них наиболее характерно развитие сульфосолевой минерализации, где участвует триада элементов V и VI подгрупп: Bi, Sb, Te. Несомненно, что многие сульфидные залежи Северо-Востока России, Казахстана, Узбекистана, Урала, Кавказа, обладающие выраженными гибридными свойствами (полиметалльностью и сложной сульфидностью, вплоть до образования, правда в ограниченном количестве, сульфосолей) и, как правило, содержащие серебро, отвечают признакам золото-сульфидной формации вулканогенно-плутоногенной группы.

Сравнительная характеристика формаций золоторудных месторождений

Рассмотренные формации золоторудных месторождений возникают в ходе сложной геолого-геохимической эволюции метаморфогенных, плутоногенных и вулканогенных тектоно-магматических зон. Вместе с тем очевидно,

что развитие тектонических и метаморфических процессов магматической и гидротермально-метасоматической деятельности в пределах указанных зон часто происходит при наложении друг на друга разных по характеру стадий рудообразования. Это, естественно, приводит к усложнению «чистой» линии образования формаций, к появлению минеральных ассоциаций, отвечающих переходным или промежуточным типам с гибридными свойствами. Само рудообразование, протекающее в различных структурах земной коры и изменяющихся термодинамических условиях, сопровождается как разделением изоморфных элементов, так и образованием парагенетических ассоциаций по равным уровням энергии, причем они иногда накладываются на возникшие в близких условиях, на более ранние парагенезисы. Нечеткие границы между некоторыми формациями – результат именно такого характера рудообразования.

И все же при комплексном изучении различных признаков всесторонний анализ главнейших минералого-геохимических черт и геологической позиции месторождений позволяет выделить как «чистую» линию формаций, так и переходные члены формационных рядов. Некоторые отличительные особенности формаций наиболее ярко вскрываются при анализе всего ряда: от метаморфогенных до вулканогенно-плутоногенных.

Минеральные парагенезисы формаций

Принадлежность золоторудных месторождений к определенным тектономагматическим зонам – фактор, обуславливающий их формационные черты. Тектоно-магматические и гидротермально-метасоматические процессы, воздействующие на горные породы, создают те качественные особенности формаций, которые характеризуют геологическое положение месторождений, морфологию рудных тел и околорудные изменения. Эти процессы определяют в соответствии с геохимическими свойствами элементов состав минеральных парагенезисов, которые группируются в рудах в парагенетические минеральные комплексы. Закономерное сочетание элементов в минералогическом составе формаций несомненно адекватно отражает коровое и подкоровое вещества, преобразованные под влиянием этих процессов в энергетически открытой системе.

В ходе минералообразования, соответствующего на определенных стадиях строго граничным термодинамическим и кислотно-щелочным условиям, золото в соответствии с амфотерными и другими геохимическими особенностями, определяемыми его положением в периодической системе Д. И. Менделеева, вступает то в одну, то в другую парагенетическую ассоциацию. Однако такое внешне независимое поведение золота закономерно обусловлено и почти всегда находит объяснение, поэтому минеральная форма, которой оно представлено в рудах (будь то близкие к чистым выделения, твердые растворы, интерметаллические соединения или химические образования с иной связью), и проявляемое им сродство или антагонизм к другим элементам или минералам в каждой формации индивидуальны. Этим определяется основной принцип формационного анализа золоторудных месторождений. Он заключа-

ется в том, что каждый минеральный вид золота отвечает ассоциациям или парагенезисам, характерным для месторождений той или иной формации. Данному правилу подчиняются и наложенные разностадийные минералы, очень часто возникающие вследствие принадлежности золота к элементам одновременно с лито- и халькофильными свойствами. Двойственная природа золота выражена и в том, что в зависимости от обстановки оно проявляет то кислотные, то щелочные свойства.

Если не учитывать обусловленные указанными причинами довольно частые отклонения, то главнейшие парагенезисы минералов в золоторудных месторождениях различных формаций можно представить следующим образом.

Жильный комплекс почти всюду возглавляется минералами кремнезема. Они присутствуют во всех метаморфогенных месторождениях и практически являются ведущими в месторождениях вулканогенной и вулканогенно-плутоногенной группы. Только в золоторудных месторождениях плутоногенной группы формаций есть объекты, где минералы кремнезема отсутствуют. К ним относятся золото-анальцимовая и, пожалуй, золото-магнетитовая, а также отчасти золото-баритовая формации. Такое уникальное их своеобразие – один из характернейших формационных признаков. От одного ряда формаций к другому минералы кремнезема изменяют форму.

В метаморфогенных месторождениях это, как правило, хорошо раскристаллизованный кварц с признаками поздних воздействий метаморфизма. Он встречается в более или менее крупных выделениях и практически является главным жильным минералом. К нему присоединяются альбит, хлорит, биотит, серицит, реже – кальцит, гранат и некоторые другие более редкие минералы.

В ряде месторождений плутоногенных формаций кварц уступает ведущую роль другим жильным минералам, иногда исчезая полностью. Тогда роль формационного индикатора выполняют альбит, анальцим, турмалин, гранат, эпидот, везувиан, форстерит и барит. Этим минералам нередко сопутствуют хлорит, слюды, кальцит, доломит и др. В соответствующих комбинациях минералы образуют парагенезисы, свойственные только формациям данного ряда.

Вместе с тем именно присутствие кварца – единственного представителя минералов кремнезема в этой группе формаций – дает ряд, в котором крайним членом с одной стороны является золото-кварцевая формация, с другой – золото-анальцимовая. К особенностям кварца в этих формациях относятся хорошая раскристаллизованность (часто встречаются друзовидные агрегаты или хорошо образованные крупные кристаллы) и наличие включений – хороших индикаторов условий образования месторождений.

Месторождения, объединяемые группой вулканогенных формаций, в отличие от всех других почти всегда содержат в качестве жильного комплекса представителей практически всех минералов кремнезема: кварц, кварцин, халцедон и опал. Эти минералы слагают рудные тела золото-серебряных формаций, однако нередко по количеству, а главное по геохимической роли они уступают адуляру, родониту, родохрозиту и хлориту, которые создают самостоятельные парагенезисы. В последних, разумеется, присутствуют и многие другие минералы, но в целом для золото-серебряных формаций обра-

зованная ими ассоциация исключительно типична. В ассоциации с минералами кремнезема или с парагенезисами, образованными адуляром, родонит-родохрозитовой парой, нередко с хлоритом, встречаются еще кальцит, доломит, каолинит, диккит, серицит и т. д. Разнообразие минералов подчеркивает сложность, многостадийность и изменяющиеся кислотно-щелочные условия рудообразующего процесса. Иногда в месторождениях рассматриваемой группы формаций на дорудные парагенезисы накладываются процессы минералообразования рудных стадий, подвергая их растворению, переработке и ассимиляции, что усложняет и без того трудно диагностируемую картину рудообразования. Однако в формациях вулканогенной группы раскристаллизованный кварц содержит многочисленные включения разных генераций, что объективно характеризует условия образования месторождений.

В месторождениях вулканогенно-плутоногенного ряда формаций минеральные ассоциации жильного комплекса обладают многими гибридными свойствами. В некоторых из них минералы кремнезема представлены только кварцем, в других вместе с ними встречаются опал и халцедон; обычно присутствуют адуляр, барит, хлорит, кальцит, серицит, местами появляются альбит, цеолиты и т. д. Несмотря на разнообразие минералов, в целом характерное для формаций этой группы, в некоторых месторождениях их набор ограничен. Это позволяет более или менее точно идентифицировать формацию.

Парагенезисы рудогенного, как и жильного, комплекса минералов имеют тенденцию к изменению от формации к формации. Однако в их распределении, как нетрудно понять, зависимость более сложная, так как она одновременно определяется набором наиболее литофильных элементов и характером их геохимических связей с собственно халькофильными элементами.

В жильной группе минералов практически сквозным для всех золоторудных формаций является Si, выступающий с O^{2+} в виде кварца или нескольких минералов кремнезема, в рудных минералах аналогичную роль выполняют Au и Ag с S, причем, поскольку Au обладает амфотерными свойствами, у него, естественно, более широкие возможности для вступления в различные, иногда даже в некоторой степени антагонистические парагенезисы.

Другие рудогенные элементы (в основном халькофилы) вступают в те или иные парагенезисы дифференцированно, в соответствии с кристаллохимическими возможностями минералов. В некоторых ассоциациях их набор ограничивается геохимическим запретом – барьером, который золото с его двойственной природой легко преодолевает.

Набор рудных минералов в месторождениях метаморфогенных формаций весьма ограничен: кроме золота в них присутствуют серебро (дающее, вероятно, в ограниченной области твердые растворы с золотом), пирит, пирротин и арсенопирит, значительно реже встречается халькопирит. В метаморфической подгруппе отмечаются также минералы урана, а в месторождениях золото-сульфидной формации список минералов расширяется за счет сфалерита, магнетита и галенита.

В плутоногенно-магматических месторождениях рудный комплекс значительно шире. Здесь встречаются самородное золото, серебро, образующие твердые растворы или интерметаллические соединения (электрум, кюстелит).

Эти минералы находятся в ассоциации с пентландитом, халькопиритом, пирротинном, магнетитом, самородной платиной и элементами ее группы.

В плутоногенно-гидротермальных месторождениях в зависимости от формационной принадлежности парагенезисы изменяются, иногда существенно. С золотом (и серебром) наиболее часто встречаются ассоциации: арсенопирит-пирротинная, арсенопирит-пирит-джерсонитовая, пирит-шселитовая (золото-кварцевая и золото-альбитовая формации), халькопирит-пиритовая, арсенопирит-сфалеритовая с молибденитом и некоторыми другими сульфидами (формации от золото-турмалиновой до золото-магнетитовой) – иногда они содержат такие минералы, как касситерит, вольфрамит, ильменит; для формаций характерны ассоциации: пирит-арсенопирит-халькопиритовая, халькопирит-сфалерит-галенитовая, иногда с теллуридами золота и серебра (золото-сульфидная и золото-баритовая формации). Очевидно, что в составе минеральных парагенезисов принимают участие различные сульфиды, главным образом моносульфиды (за исключением минералов группы киновари и почти никогда не встречающегося в этих формациях пентландита) и высшие сульфиды. Для этой подгруппы месторождений совершенно не характерны низшие сульфиды с различной структурой, хотя в отдельных случаях в виде редких минералов могут присутствовать антимонит и висмутин. Ни в одном парагенезисе не участвуют (или встречаются чрезвычайно редко) аурипигмент и реальгар. Таким образом, среди ведущих элементов первой подгруппы – никель, железо, медь, платина и платиноиды; второй подгруппы – железо, затем медь, цинк, свинец, кобальт, молибден, сурьма и висмут, причем последние два элемента встречаются редко. Золото и серебро принимают участие в самых различных сочетаниях указанных металлов.

Минеральные парагенезисы рудного комплекса месторождений вулканогенной группы превосходно отражают всю сложность и изменчивость рудообразующего процесса, связанного с большими глубинами, но реализующего свои возможности в зонах, близких к земной поверхности, где растворы приобретают метастабильный характер. В парагенезисах формаций этой группы при поразительном изобилии минералов нередко приобретают ведущее значение всегда присутствующие сульфосоли серебра (пираргирит, прустит), меди (теннантит, тетраэдрит, энаргит) и др., хотя в некоторых месторождениях преобладают моносульфиды серебра (аргентит), меди (халькопирит, борнит, халькозин), частично цинка (сфалерит) и олова (станнин). В то же время такие минералы, как пирротин и пентландит, полностью выпадают из ассоциации аналогичных по структуре минералов. В месторождениях всего ряда формаций распространена киноварь и даже появляется метациннабарит; их сопровождают специфические минералы из числа высших сульфидов: реальгар, аурипигмент, ковеллин, встречаются, хотя и значительно реже, антимонит и висмутин. Во многих месторождениях в изобилии присутствуют минералы марганца, кроме родонита и родохрозита, имсющих формационное значение, часты различные гидроксиды. Таким образом, к ведущим в этих формациях элементам относятся серебро, золото, железо, марганец, медь, цинк, свинец, олово, реже сурьма и висмут. Этот, на первый взгляд, ограниченный список элементов дает обширный набор минералов, создающих неповторимые особенности месторождений вулканогенных формаций. Зо-

лото представлено сравнительно высокопробными выделениями, что можно наблюдать в обогащенных сульфидами и сульфосолями рудах, или электрум и кюстелитом в существенно кварцевых рудах. В некоторых месторождениях обильны выделения самородного серебра (родонит-родохрозитовые формации).

В месторождениях плутоногенно-вулканогенной группы профилирующие парагенезисы рудных минералов хотя и отличаются большим разнообразием, а также промежуточными особенностями состава всегда специфичны благодаря комплексу элементов (сурьма, висмут, теллур), входящих в минералы различных ассоциаций. Набор минералов в ассоциациях от формации к формации существенно изменяется в зависимости от геологического положения месторождений. В одних месторождениях доминируют сульфиды (антимонит) с небольшой примесью сульфосолей, играющих второстепенную роль в образовании формаций, для других весьма характерны парагенезисы с участием сульфидов (аргентит, халькозин, халькопирит, киноварь и др.) и сульфосолей серебра, висмута и др., отдельные месторождения выделяются парагенезисами, в которых заметная роль принадлежит теллуридам золота и серебра (петцит, калаверит, сильванит), висмута (тетраэдрит) и других металлов, ассоциирующих с сульфосолями и сульфидами, причем в подчиненной роли. Иногда встречается медно-молибденовая ассоциация с характерным парагенезисом минералов (халькопиритом, молибденитом, пиритом, магнетитом), включающим, однако, и более редкие минералы – пирротин, арсенопирит, висмутин, галенит.

Сравнительный анализ минеральных парагенезисов жильного и рудного комплексов всех четырех групп формаций вскрывает их строгое соответствие геологическому положению и условиям образования месторождений, т. е. в конечном счете подводит к объективному определению генезиса золоторудных месторождений. При этом допускается, что проблема источника вещества может быть и не решена однозначно, хотя, как это будет видно дальше, его несомненно нельзя искать в конкретных интрузиях или пространственно ассоциированных с рудной минерализацией вулканитах, как бы ни были и те и другие «специализированы» на определенные металлы. Имеющийся фактический материал заставляет современного исследователя связывать рудогенерирующий источник с глубокими зонами, в которых зарождаются и магмы. Однако это два разных процесса, и их генетическое тождество лишь кажущееся, представления о нем являются результатом упрощенного понимания процессов рудообразования.

Золото-серебряная ассоциация

Поведение золото-серебряной ассоциации – наиболее яркий отличительный признак рассматриваемых формаций.

Золото и серебро – удивительная пара элементов, занимающая две последние клетки первой подгруппы пятого и шестого периодов менделеевской системы. В природе они встречаются совместно, причем хотя и в резко меняющихся соотношениях, но с таким устойчивым постоянством, что пример

другой подобной пары трудно найти. Их геохимическое партнерство в разнообразных условиях отчасти объясняется энергетическими уровнями (параметрами), свойственными данным элементам. Эти параметры определяются очень близкими атомными и ионными радиусами (в нм): у золота они соответственно равны 0,144 и 0,137, у серебра – 0,144 и 0,113. Оба элемента имеют также очень близкие гранецентрированные кубические решетки ($a_0 = 0,40704$ нм, $a_0 = 0,40772$ нм), сходное строение электронных оболочек, почти одинаковые по величине потенциалы ионизации. И золото, и серебро обладают ярко выраженной склонностью к линейной координации, что, по видимому, обусловлено малой разницей в энергии между заполненными d -орбиталями и незаполненными f -орбиталями, а также сходством в стехиометрии соединений в случае одинакового состояния окисления.

Оба элемента дают твердые растворы замещения, но образуют и интерметаллические соединения в наиболее устойчивой области кристаллической решетки, лежащей в пределах компактной (энергетически выгодной) упаковки атомов серебра при насыщении его золотом и атомов золота при насыщении его серебром. Золото-серебряные растворы и интерметаллические соединения, вероятно, не столь устойчивы, как это принято считать, и при изменении температуры и давления распадаются. На это указывает значительный разброс их отношений, варьирующих не только в одних рудных телах формации, но и в одних выделениях. В основе эффекта распада твердых растворов и интерметаллических соединений золота и серебра, надо полагать, лежит лантанидное сжатие, которое особенно ярко проявляется в поведении меди, находящейся в той же первой подгруппе.

Несмотря на большое сходство отмеченных энергетических параметров, отношение золота и серебра в различных формациях от метаморфогенного к вулканогенному ряду резко изменяется, причем отнюдь не пропорционально распределению этих элементов как в целом в земной коре (кларки: Au – $5 \cdot 10^{-7}$; Ag – $1 \cdot 10^{-5}$), так и в изверженных горных породах (ультраосновных, основных, среднего состава, гранитах, сиенитах), в их вулканогенных аналогах и осадочных толщах. Так, в магматических породах кларк серебра [Краускопф, 1970, с. 15] на порядок выше этого показателя золота, за исключением основных пород, в которых концентрации золота на два порядка ниже концентраций серебра. Отмеченная разница в содержании этих элементов устойчиво сохраняется в различных структурах планеты, но совершенно не находит отражения в рудных месторождениях.

Золото-серебряная ассоциация отличается изменением отношения Au:Ag и типом минералов. Очень часто набор минералов является определяющим признаком формационной принадлежности месторождения, поэтому при рассмотрении этой проблемы важно учитывать не только пробность самородного золота и характер сплавов и интерметаллических соединений, но и сопутствующий им набор минералов, в составе которых присутствуют Au и Ag.

При характеристике золоторудных месторождений иногда пробности золота придается главное значение (например, Н. В. Петровской [1973]), хотя уже давно установлена большая неустойчивость этого показателя. В рудах, например, он нередко изменяется независимо от концентрации главного определяющего его элемента – серебра. Пробность золота зависит от многих

самых различных условий, часто не поддающихся учету, и в ее колебаниях, по-видимому, не последнее место принадлежит амфотерности этого элемента. Часто в золоторудных провинциях, месторождения которых представлены одной формацией, распределение пробности носит зональный характер. Она может варьировать в одних и тех же месторождениях с глубиной, причем как в сторону уменьшения, так и в сторону увеличения, иногда даже вопреки концентрациям других элементов, в какой-то мере влияющих на ее величину. Кроме того, изменение пробности золота может зависеть от возраста месторождений, что свидетельствует о воздействии на данный показатель динамометаморфизма, температуры и т. д. Поэтому представляется более правильным рассматривать пробность золота в связи с золото-серебряным отношением.

В месторождениях, принадлежащих метаморфогенным формациям, в составе самородного золота обычно содержится Au 80–85% и Ag 15–20% при исчезающе малых количествах Cu, Bi, Fe, As [Буряк, 1969, с. 128]. В своей работе Н. В. Петровская [1973, с. 92] приводит три анализа самородного золота из жил, по-видимому, той же формации, что и рассмотренная В. А. Буряком в Ленском районе. Его химический состав следующий (в %): Au – 84,92 и Ag – 13,79; Au – 93,04 и Ag – 6,89; Au – 93,44 и Ag – 4,54.

Примерно аналогичное соотношение Au и Ag сохраняется для всех месторождений золото-кварцевой гидротермально-метаморфогенной формации, для которых были получены анализы. Количество серебра несколько увеличивается в золото-сульфидной формации этой группы, но отличия в основном не выходят за пределы обычного разброса величин отношения золота и серебра даже в одном рудном теле.

В метаморфических месторождениях урансодержащих конгломератов и золото-сульфидной формации также содержится высокопробное золото. Его серебристость даже ниже, чем в месторождениях гидротермально-метаморфогенных формаций. Обычная доля серебра здесь равна 10–20%.

В месторождениях плутоногенно-магматических формаций величина золото-серебряного отношения несколько ниже, что особенно хорошо заметно в месторождениях золото-пентландит-халькопиритовой формации, на долю которых приходятся основные концентрации золота. Здесь в преобладающей собственной минеральной форме золота присутствует 25–40% Ag (серебристое золото), местами его количество возрастает до образования электрума (Au – 50–60%, Ag – 40–50%) или кюстелита (Au – 20–25%, Ag – 70–80%), лишь иногда это соотношение нарушается в ущерб серебру за счет Cu, Pd, Pt, образующих вместе с золотом и серебром сложные твердые растворы. В отличие от твердых растворов метаморфогенных формаций они устойчивы и не подвержены быстрому распаду. Приведенные данные по золото-серебряному отношению взяты из работ, посвященных Норильскому месторождению [Голлевский и др., 1970], но их можно считать типичными и для других месторождений плутоногенно-магматических формаций.

Золото-серебряное отношение в плутоногенно-гидротермальных месторождениях, хотя и подвержено изменениям, в целом остается высоким. Серебро в различных формациях этой группы почти никогда не достигает количества, при котором образуется электрум, серебристое золото тоже является редкостью.

Наиболее высокая пробыность у золота из месторождений золото-кварцевой и золото-альбитовой формаций. Самородки (выделения) из таких месторождений могут характеризоваться следующим составом (в %): Au – 91,75 и Ag – 8,04, Au – 94,60 и Ag – 4,20, Au – 91,88 и Ag – 8,03, Au – 70,86 и Ag – 28,30 [Петровская, 1973, с. 92]. Типичное месторождение золото-кварцевой формации Чукотки содержит самородки со следующим составом (в %): Au – 87,57–88,92 и Ag – 11,17–10,54 [Давиденко, 1975а и др.]. В месторождениях золото-кварцевой формации Яно-Колымского золотоносного пояса обычно от 85 до 95% золота в форме собственных минеральных выделений, а в россыпях, образовавшихся за счет месторождений этой формации, пробыность золота колеблется в пределах 880–980 [Шило, 1965; Фирсов, 1966].

В редко встречающихся месторождениях золото-анальцимовой формации количество серебра не выше [Речкин, 1974], но для них характерно снижение пробыности золота (812–765), по-видимому, за счет меди, которая в данной ассоциации рудных минералов несомненно принимает участие вместе с золотом и серебром в образовании твердых растворов. Если исключить медь, то величина собственно золото-серебряного отношения в золото-анальцимовой формации будет не меньшей, чем характерная для месторождений золото-кварцевой и золото-альбитовой плутоногенно-гидротермальных формаций.

Золото-серебряное отношение в месторождениях золото-турмалиновой формации не изучалось, так как объекты с подобной минерализацией в подавляющем большинстве случаев не считались золоторудными. Тем не менее имеющиеся данные свидетельствуют о некотором незначительном снижении этого показателя по сравнению с показателями описанных выше формаций плутоногенно-гидротермального ряда, хотя золото и серебро в месторождениях золото-турмалиновой формации не только образуют интерметаллические соединения и твердые растворы, но и присутствуют в других минеральных формах (теллуриды, возможно, сульфосоли).

Показатель золото-серебряного отношения в месторождениях других формаций того же плутоногенно-гидротермального ряда, т. е. золото-форстерит-эпидотовой, золото-гранат-везувиановой и золото-волластонит-магнетитовой, также слабо изучен. Это можно объяснить их небольшим значением как в отношении добычи золота, так и с позиций участия в формировании россыпей. Необходимо подчеркнуть, что формационную принадлежность этих своеобразных месторождений каждый исследователь определял, исходя из самых различных качественных особенностей, пользуясь часто несопоставимыми признаками. Месторождения относили к группе скарновых или редкометалльным, кварц-сульфидным или собственно золото-кварцевым неопределенной тектоно-магматической зоны и т. д. Такие чрезвычайно важные показатели, как золото-серебряное отношение и минеральные формы, в которых оно выражено, для месторождений подобного типа никто понастоящему не исследовал. Вот как пишет, например, Ю. Г. Щербаков [1974]: «В скарнах (каких? – Н. Ш.) отмечается высокопробное золото в ассоциации с арсенопиритом, пирротинном и халькопиритом и низкопробное, парагенетически связанное с борнитом, халькозином и галенитом. На Ольгинском месторождении встречается золото с пробой от 461 до 943» [с. 48].

А ведь речь идет о различных формациях, о чем свидетельствуют парагенезисы рудного и жильного минеральных комплексов.

Золото-серебряное отношение в месторождениях золото-магнетитовой формации сопоставимо с показателем, характерным для золото-кварцевых и золото-альбитовых плутоногенно-гидротермальных месторождений. В сущности, золото-магнетитовая ассоциация всегда находится в парагенезисе с высшими сульфидами (пирит), а этот минеральный комплекс в подавляющем большинстве случаев отличается пониженной серебристостью и более или менее высокой пробностью золота, дающего с серебром, как правило, твердые растворы, хотя и в ограниченной области.

Месторождения золото-сульфидной формации плутоногенной группы отличаются изменяющимся золото-серебряным отношением и неустойчивой пробностью самородных выделений золота. Но количество серебра в золотоносных сульфидных залежах обычно не достигает величины, необходимой для образования серебристого золота или электрума, местами золото даже при повышенном количестве серебра и снижающемся золото-серебряном отношении сохраняет тенденцию к образованию высокопробного твердого раствора. Вероятно, это можно объяснить тем, что часть серебра связывается с сульфидами, а не с сульфосолями. Золото-серебряное отношение в месторождениях этой формации равно 4:1, 5:1.

Месторождения золото-баритовой формации по величине золото-серебряного отношения, как и по другим признакам, ближе к вулканогенной группе, поэтому в них наблюдается тенденция к более высокому содержанию серебра. Тем не менее выделения самородного золота в рудах присуща более или менее высокая пробность (750–800 и более), так как часть серебра связывается различными минералами, вплоть до сульфосолей.

Весь ряд золото-серебряных формаций вулканогенной группы месторождений отличается преобладанием серебра над золотом, хотя золото в ассоциации с серебряными минералами (сульфосоли и др.) может быть и высокопробным. Так, для месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса установлен следующий ряд изменений величины золото-серебряного отношения в зависимости от типа минерализации (субформации): 1:(1–1,5); (2–5):10; (5–7):100; (1–3):10 000. Итак, месторождения образуют непрерывный ряд переходных типов от собственно золотых, в которых серебро, образуя твердые растворы с золотом, присутствует в малых количествах, до собственно серебряных, где золото скорее следует рассматривать в качестве примеси.

Интересно, что пробность золота не всегда находится в пропорциональной зависимости от количества серебра, поскольку очень часто в месторождениях золото-серебряных формаций серебро связывается в сульфосолях металлами или металлоидами, а также входит в некоторые минералы в виде изоморфной примеси. Показательны значения пробности для первых четырех членов приведенного ряда изменения золото-серебряного отношения: 585–605; 530–550; 530–550; 600–650.

Можно было бы ограничиться ссылкой только на приведенные данные, тем более потому, что здесь учтены такие широко известные месторождения вулканогенных золото-серебряных формаций, как Эль-Оро, Сильвертон, Комсток, Деламар, Пачука и др. Но для большей убедительности замечу, что

аналогичные отношения золота и серебра наблюдаются и в месторождениях формаций так называемых приповерхностных глубин (Узбекистан). При сравнительно высокой пробности золота в рудах – 849–885 (средняя 864) – здесь очень много серебра, количество и минеральная форма которого, к сожалению, изучены методологически неправильно (об этом можно с уверенностью судить по его содержанию, определенному в сульфидах). Есть многочисленные примеры высокой серебртости золото-серебряных месторождений вулканогенной группы. Например, при анализе дендритов золота [Петровская, 1973, с. 214] получены данные по Закавказью: Au – 67,8; 55,5; 53,1% и соответственно Ag – 33,0; 47,8; 48,5%; по Забайкалью: Au – 74,3; 78,5; 69,0; 73,2; 68,0% и соответственно Ag – 26,0; 20,5; 31,2; 26,9; 31,6%. Добавлю, что в рудах этих месторождений серебра больше, чем установлено в «самородном золоте». Часть его связана с другими минералами, поэтому величина золото-серебряного отношения, представленная только показателем пробности, искажается.

Очевидно, что когда речь идет о формационном анализе золоторудных месторождений, об определении их места в соответствующих классификациях, о выявлении генетических особенностей золотой минерализации, наконец о любых металлогенических и геохимических обобщениях на материалах из обширных золотоносных провинций, должны быть всесторонне изучены золото-серебряное отношение и представляющая его минеральная форма. Только такой подход может вскрыть истинный характер процесса рудообразования, его «чистую» линию и «гибридные» особенности.

В группе формаций вулканогенно-плутоногенных месторождений намечаются две линии золото-серебряного отношения. К первой относятся месторождения сурьмяной, висмутовой и теллуровой формаций, ко второй – золото-сульфидных. В месторождениях первых трех формаций пробность золота и золото-серебряное отношение примерно соответствуют этим показателям по некоторым наиболее серебристым месторождениям (золото-сульфидная, золото-баритовая формация) плутоногенного ряда. Пробность золота в месторождениях вулканогенно-плутоногенных формаций может достигать 750–850, хотя количество серебра в них больше, чем при золото-серебряном отношении 4:1 или 5:1. Это и понятно, так как для данных формаций характерна сульфосолевая минерализация, связывающая значительную часть серебра (Чукотка). В вулканогенно-плутоногенных месторождениях золото-сульфидной формации пробность золота 700–800, но содержание серебра ниже, чем в месторождениях рассмотренных трех формаций. По-видимому, здесь серебро меньше связано с другими минералами и его значительная часть (если не полностью) идет на образование твердых растворов с золотом или интерметаллических соединений с ним, хотя некоторая доля серебра все же уходит в другие минеральные виды.

Гранулярные особенности самородного золота

Для определения россыпеобразующей роли месторождений различных формаций очень важным показателем служат крупность и форма выделений

(частиц) золота в рудах. Эти данные являются устойчивыми специфическими признаками если не каждой формации, то, по крайней мере, групп.

Размеры выделений самородного золота в рудных месторождениях изменяются в широких пределах: в основном от субмикроскопических, как, например, на месторождении Карлин [Хаусен, Керр, 1973], в котором 85,8% золотин имеют размеры 5,3 мкм и 8,3% золотин около 30 мкм, до самородков массой в несколько десятков килограммов (Каральвеем, Чукотка). Хотя в целом для месторождений характерен широкий диапазон колебаний крупности частиц самородного золота в рудах, на некоторых формациях прослеживается зависимость размерности зерен от особенностей природных процессов. Очевидно, размерность выделений золота, как и агрегатное состояние парагенезисов, в конечном счете определяется термодинамическими условиями минерализации (кристаллизации). Основываясь на экспериментальных данных и анализе обширного полевого материала, можно утверждать, что для всякой физико-химической системы минералообразования характерен не произвольный, а свой, строго голобластический размер кристаллических зерен, который определяется скоростью кристаллизации (пегматиты, крупнозернистые граниты, липариты и т. д.). Вместе с тем априори установленная вероятность образования в той или иной системе частиц меньшего или большего размера не соответствует этому принципу. Следовательно, гранулярный состав самородного золота надо определять не по гиперболической, а по параболической кривой с модой, описывающей оптимальный размер зерен. Кривые для формаций метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной групп будут различными. Кроме того, следует учитывать, что размер выделений золота в некоторых формациях (золото-кварцевая и др.) контролируется внутрирудным катаклазом, так как золото — чаще всего один из последних минералов, образующихся в процессе раскристаллизации рудного вещества.

По имеющимся данным [Шило, 1961; Найбородин, 1975; и др.], наиболее крупными выделениями золота в рудах отличаются месторождения золото-кварцевой и отчасти золото-альбитовой формаций плутоногенного ряда.

Именно эти типы коренных источников в большинстве случаев сопровождаются значительными по размерам, запасам и богатству россыпями, а многие из них не только в россыпях, но и в коренном залегании дали самые крупные самородки золота. Самородки в несколько килограммов (или первые десятки килограммов) были найдены в жилах с небольшим количеством сульфидов месторождений штата Виктория (Австралия) и др. Средняя крупность зерен золота месторождений указанных формаций, к сожалению, может быть оценена главным образом по россыпям, так как руды по этому показателю изучены недостаточно.

За золото-кварцевой плутоногенной формацией по крупности выделений золота следуют золото-кварцевая формация гидротермально-метаморфогенного ряда и золото-урансодержащие конгломераты. Размер зерен самородного золота в месторождениях этих формаций несколько меньше, чем в описанных выше. Эта небольшая разница возникает, вероятно, из-за отсутствия уникальных самородков и сокращения доли самородков повышенной крупности при одновременном увеличении роли золота мелких классов (0,2–0,4 мм).

Иная картина распределения фракций золота наблюдается на месторождениях плутоногенно-гидротермальных формаций от золото-анальцимовой до золото-магнетитовой. Вследствие различных условий образования данных формаций они включают преимущественно месторождения или только с мелким золотом, или только с его крупными выделениями. Правда, изредка встречаются и объекты со смешанными фракциями золота. К этой категории можно, пожалуй, отнести и месторождения золото-баритовой формации. Фактический материал показывает, что диапазон колебаний размерности золота в рудах сокращен за счет того, что для них не характерны крупные самородки и вместе с тем в них очень мало субмикроскопического золота, выделение которого особенно сильно контролируется внутрирудным катаклазом.

За представителями описанных формаций по крупности выделений самородного золота идут месторождения висмутовой, сурьмяной и теллуровой формаций вулканогенно-плутоногенного ряда. В составе руд этих формаций также встречается золото разной крупности, но оно заметно тяготеет к более мелким классам (0,5–1,0 мм), причем в парагенезисе с кварцем размер золотинок возрастает до 1,5 мм, а в существенно сульфидных рудах или рудах, представленных сульфосолевой минерализацией, крупность зерен резко уменьшается.

Аналогичная картина распределения золота в рудах наблюдается на месторождениях золото-сульфидной формации метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенно-плутоногенной групп. В рудных залежах [Давиденко, 1975б] присутствует преимущественно мелкое и субмикроскопическое (0,1–0,01 мм) золото, размеры выделений которого никогда не достигают даже средних классов золото-кварцевой формации плутоногенного ряда. Фракционный состав зерен в сульфидных рудах в основном определяется микротрещиноватостью в минералах, на которые накладывается золотая минерализация (метасоматические сульфидные залежи с золотом Северо-Востока России, Узбекистана, Урала и др.).

Месторождения плутоногенно-магматической формации характеризуются широким развитием микровыделений менее 100 мкм и очень незначительной долей выделений, превышающих 100–120 мкм.

По крупности самородного золота (в основной массе) золото-серебряные месторождения вулканогенного ряда формаций, пожалуй, занимают крайнее положение, т. е. противоположное месторождениям золото-кварцевой формации плутоногенного ряда. В золото-серебряной кварцевой, адуляровой, родохрозитовой, родонитовой и хлоритовой формациях присутствует весьма тонкое (микроскопическое и субмикроскопическое) золото, только в отдельных случаях при хорошей раскристаллизации жильной массы его размерность возрастает до видимых выделений, способных накапливаться в аллювиальных отложениях [Сидоров, 1963]. По подсчетам Ю. С. Бермана [Найбородин, 1975], большая часть (по массе) золотинок в некоторых месторождениях Северо-Востока России приходится на фракции от 0,08 до 0,6 мм и от 0,2 до 0,6 мм. Эти зерна значительно крупнее, чем в рудах месторождения Карлин, однако и в них порядок размерности, как и во многих других месторождениях золото-серебряной формации, характеризуется долями миллиметра.

Эпигенез золоторудных месторождений, даже если он не приводит к образованию собственно метаморфических формаций и вообще проявлен незначительно, все же за счет длительного воздействия термодинамических сил может изменять структурные и текстурные особенности рудных жил, ультра-тонкую и грубую мозаичность кристаллов, затушевывать или целиком ликвидировать первичные отношения между минералами, а следовательно, и усложнять парагенезисы. Вероятно, ведущий процесс в таких преобразованиях – диффузия ионов, атомов или молекул в твердой фазе вещества. Диффузия всесторонне рассмотрена Дж. Е. Гиллом [1964], в качестве примера исследованы сульфиды. С позиций физики твердого тела она представляет закономерное явление. Однако ее масштабы превосходят обычные представления геологов, которые, как правило, этот геологический процесс вообще не анализируют. Дж. Е. Гилл показал, что «твердые сульфиды могут двигаться (на основе диффузии. – Н. Ш.) с заметной скоростью в тех температурных пределах, в которых многие руды образовались без помощи гидротермальных растворов» [там же, с. 436]. Подсчеты привели к совершенно неожиданным результатам, в частности, скорости диффузионной миграции, например халькозина, «должны быть порядка 0,5–2,5 км за 1000 лет» [там же].

На стадии преобразования золоторудных месторождений особую чувствительность ко всякого рода термодинамическим воздействиям проявляют золото-серебряные твердые растворы и интерметаллические соединения золота и серебра. На основе диффузии в зависимости от условий они то распадаются, то, напротив, создают новообразования. Именно это явление, вероятно, лежит в основе поразительно широкой изменчивости пробности самородного золота даже в одних и тех же выделениях при более или менее устойчивом показателе золото-серебряного отношения в целом по месторождению (а иногда и в пределах провинции). Н. В. Петровская с соавторами [1970], изучая тонкую мозаичную структуру кристаллических зерен самородного золота под электронным микроскопом, пришли к заключению, что распределение в золоте серебра изменяется «в ходе рудообразования (? – Н. Ш.) и при эпигенетических процессах» [с. 435]. К сожалению, они не проследили связи этого явления с характером колебаний золото-серебряного отношения.

Теория диффузионных процессов между металлами общепризнана, и в принципе нет никаких ограничений для ее приложения к взаимодействию золота и серебра в рудных месторождениях и россыпях. Два элемента со сходными размерами решетки и другими близкими физическими константами легко взаимодействуют в условиях эпигенеза по схеме $Au \rightleftharpoons Ag$. Процесс идет по принципу: диффузионное насыщение металла другим происходит тем энергичнее, чем большую упругость паров имеет насыщающийся металл – в этой паре серебро должно относиться к насыщающему элементу. При изменении термодинамических уровней оно то диффундирует в золото с образованием твердых растворов замещения, то аутидиффундирует, что сопровождается распадом твердых растворов. Такое взаимодействие в природных условиях соответствует следующим показателям сублимации: для золота –

380,058 кДж, для серебра – 290,304 кДж. Заметную роль в этом процессе играет и температурный градиент, причем миграция на основе диффузии происходит в область более низких температур. Следовательно, образование и распад золото-серебряных твердых растворов и интерметаллических соединений зависят и от теплоемкости золота и серебра, и от подвижности или устойчивости температурного фронта и т. д.

При образовании твердых растворов пробность золота падает, при их распаде – повышается.

Вероятно, укрупнение выделений золота в рудах, связанное с заполнением возникающей при колебаниях температур микротрещиноватости в сульфидах, кварце или других минералах рудного и жильного комплексов, есть также результат диффузионного перемещения золота. Не исключено, что при этом большое значение имеет электрическая активность минералов и их адсорбционная способность.

Роль температурного фронта (волны) ясно просматривается на распределении месторождений в тех золоторудных провинциях, где имеются месторождения формаций с низко- и высокопробным золотом. Месторождения с низкопробным золотом должны размещаться в периферических зонах провинций, совмещенных со складчатыми системами, тогда как месторождения аналогичных формаций, содержащие высокопробное золото, будут локализоваться в центральной части этих провинций. Подобное распределение наблюдается в действительности, например в Яно-Колымском золотоносном поясе. Разумеется, диффузионное взаимодействие между золотом и серебром, протекающее в сложной часто изменяющейся термодинамической обстановке, может давать неожиданный эффект, который чаще всего является следствием наложения сопутствующих стадий образования. Они определяются по разнородным минеральным парагенезисам, пробности золота, показателю золото-серебряного отношения и т. д.

Структурно-морфологические особенности формаций

В представленной выше сравнительной характеристике формаций проанализированы их особенности, формирующиеся на геохимическом уровне в ходе развития гидротермально-метасоматической деятельности. Показано, что некоторые формации повторяются от одной тектоно-магматической зоны к другой. Однако даже одинаковые формации, возникшие в разных условиях, имеют глубокие различия, отражающиеся в минеральных парагенезисах, пробности золота, его отношении к серебру, размерности выделений золота в рудах и т. д. Эти различия определяются геохимическими свойствами участвовавших в рудообразующем процессе элементов и своеобразием термодинамической обстановки. В основе различий лежат и структурно-морфологические особенности формаций, которые служат как бы каркасом для проявления рудообразующего процесса, корректирующегося взаимодействием гидротермальных растворов с вмещающими породами. Именно поэтому структурно-морфологические черты месторождений – чрезвычайно важный формационный признак.

В зонах развития регионального метаморфизма и гранитизации, если принять за основу классификации схему образования метаморфогенно-гидротермальных золоторудных месторождений В. А. Буряка [1973], прожилково-штокверковый тип оруденения, имеющий здесь, пожалуй, главное значение, «стратифицируется» зеленосланцевой фацией. Рассеянное в «пластовых» залежах оруденение обычно образует гигантские объекты с убогими рудами, нередко проявляются и более или менее протяженные, хорошо выдержанные одиночные кварцевые жилы с повышенным содержанием золота в рудах. Оба типа оруденения характерны для золото-кварцевой формации. Иногда в «стратифицированных» горизонтах зон развития регионального метаморфизма и гранитизации большой интенсивности достигает сульфидная минерализация. Тогда образуются относительно мощные «пластовые» рудные залежи с повышенными против кларка концентрациями полиметаллов, среди которых золото выступает в виде примеси, хотя и существенной.

В тектоно-магматических зонах с резко выраженной плутонической деятельностью (независимо от того, в каких условиях она проявляется: в эв- или миогеосинклиналиях, жестких структурах древнейшей консолидации – платформах, массивах и др.) развиты жильный, прожилково-штокверковый и дайковый типы месторождений золото-кварцевой или золото-альбитовой формаций, которые могут рассматриваться как субформации.

Геологическая позиция дайковой субформации была тщательно и всесторонне исследована, так как в свое время Ю. А. Билибин выделил золотоносные дайки в особый тип золотоносных малых интрузий диоритового ряда. Дайки образуют огромные пояса, иногда протягивающиеся на сотни и даже тысячи километров. Они представляют собой мощные тела с размещенными в них по лестничному типу кварцевыми или альбит-кварцевыми жилами. Дайковая субформация золото-кварцевой формации, местами сменяющейся золото-альбитовой, видимо, при сравнительно убогом содержании золота заключает громадные запасы металла.

Кварцевые золотоносные жилы иногда совмещаются с дайками, но довольно часто развиваются и независимо от них, образуя тела, протягивающиеся на десятки километров (жила Мозер Лод, Калифорния). Рудные тела кварцево-жильной субформации группируются в обширные жильные свиты (системы), которые размещаются в хорошо оформленных трещинах выполнения, развивающихся в толщах, претерпевших консолидацию в дорудный этап. Для рудных тел кварцево-жильной субформации чаще всего характерно повышенное, по сравнению с дайками, местами даже уникальное (пиковое) содержание золота (Австралия, США и др.).

В миогеосинклинальных складчатых системах, но иногда и в эвгеосинклиналиях, где осадочные толщи слагаются пластичными породами (умеренно литифицированные глинистые сланцы), развиваются обширные зоны дробления и смятия. Они протягиваются на десятки километров и достигают мощности сотен метров. Масштабы развития подобных зон на глубину до сих пор не установлены. В золотоносных провинциях такие зоны подвергались гидротермальной переработке, окварцеванию с отложением золотой минерализации. Мною в свое время они были отнесены к субформации прожилково-

вых зон и штокверков. Это почти всегда громадные с большими запасами рудные тела с убогим содержанием золота в рудах (Северо-Восток России).

Для трех типов субформаций золото-кварцевой и золото-альбитовой формаций плутоногенно-гидротермальной группы характерен жильный тип месторождений разнообразных размеров, а также большой диапазон колебаний концентраций золота в рудах. Во вмещающих толщах эти месторождения контролируются дизъюнктивными структурами, развивающимися почти согласно с генеральным направлением складчатых сооружений, но нередко встречаются и поперечные тела.

В миогеосинклинальных тектоно-магматических зонах, а в ряде случаев на границах со структурами, сложенными существенно вулканогенными породами, встречаются месторождения золото-баритовой формации. Они представляют собой жильные тела или неопределенной формы залежи, как правило, не имеющие большого протяжения на глубину и небольшие по простиранию.

Золоторудные месторождения формаций плутоногенного ряда от золото-анальцимовой до золото-сульфидной представлены самыми различными по форме залежами и жильными телами, размещающимися в околоинтрузивных контактах, вдали от магматических пород, в контактово-метасоматических или скарновых зонах. Рудные месторождения этих формаций имеют различную протяженность на глубину и сравнительно небольшие размеры по простиранию, их мощность в общем невелика.

Плутоногенно-магматические месторождения миогеосинклинальных тектоно-магматических зон по морфологии и структурному положению резко отличаются от месторождений других формаций плутоногенного ряда. Они представляют собой преимущественно громадные магматические залежи, хотя встречаются и месторождения небольшого размера. Они протягиваются на большую глубину и имеют линзовидную или трубчатую форму.

Месторождения золота вулканогенного ряда формаций обнаруживают в своем размещении тесную связь с породами [Шило, 1974а, б] складчатого основания вулканогенных поясов, субвулканическими телами и покровами субвулканитов и вулканитов. Среди них встречаются жильные, прожилково-метасоматические и штокверковые структурно-морфологические типы с различной протяженностью по простиранию и в общем умеренной мощностью (в пределах первых десятков или не более 2-4 м). Жильные и другие по форме месторождения в границах вулканогенных поясов связаны с крупными, как правило, крутопадающими рудоконтролирующими разломами, вдоль которых развиваются протяженные зоны гидротермально измененных пород вулканогенного ряда. Измененные породы образуют обширные рудоносные зоны, включающие рудные поля, часто приуроченные к отрицательным вулканоструктурам, нередко контролируемым четко выраженными разломами, на которые в виде мозаики нанизываются рудоносные структуры. Простирание рудных зон чаще согласное с генеральными направлениями вулканических структур, но иногда и секущее, в отдельных случаях рудные залежи контролируются радиальными разломами, опережающими крупные вулканоструктуры, и т. д.

Месторождения вулканогенно-плутоногенного ряда по морфологическим особенностям и структурному положению весьма разнообразны. Они встречаются в различных толщах (осадочных, вулканогенных и в интрузиях), заметно подчиняются разломам, имеющим, вероятно, глубокое заложение. По форме это жильные тела, минерализованные зоны смятия и дробления мощностью до 10–20 м, но иногда трубчатые тела, приконтактные залежи и т. д. В целом они не отличаются большими размерами и по своему залеганию и масштабу оруденения могут быть скорее отнесены к небольшим или среднего порядка месторождениям.

Золото-сульфидные месторождения вулканогенно-плутоногенного ряда по форме и условиям залегания близки к месторождениям вулканогенного ряда. Разница между ними состоит, пожалуй, лишь в том, что золото-сульфидные вулканогенно-плутоногенные залежи отличаются более ярко выраженной линейностью, определяемой их приуроченностью к обширным, согласным со структурами разломам.

Разумеется, каждому месторождению при общих типовых формационных признаках свойственны индивидуальные черты, так как образующиеся по общей повторяющейся геохимической схеме залежи формируются в той или иной конкретной геолого-структурной обстановке. И все же всегда могут быть выделены такие особенности месторождений, которые и определяют их положение в рассматриваемых формационных рядах.

Россыпеобразующая роль золоторудных формаций

Теоретически золоторудные месторождения всех формаций (учитывая, что самородное золото по значению константы гипергенной устойчивости занимает всего лишь 11-е место среди россыпеобразующих минералов и 9-е в группе элементов) могут быть отнесены к россыпеобразующим коренным источникам. Исключением являются месторождения, не обладающие запасами, необходимыми для образования россыпи. Правда, даже и в этом случае может возникнуть россыпное проявление, представляющее интерес при постановке геолого-поисковых работ, оценке перспектив определенных геологических структур и т. д.

Однако константа гипергенной устойчивости минералов не учитывает размерности и формы зерен, которыми в конечном счете определяется соотношение между количествами накапливающегося и рассеивающегося в ходе образования россыпей рудного вещества (в данном случае золота). Если рассеяние преобладает, то месторождения (или включающие их рудные поля) даже при массе металла, достаточной для образования россыпей, и при самых оптимальных условиях развития процесса могут не являться россыпеобразующими. Хотя если какая-то часть золота по своей качественной характеристике удовлетворяет условиям концентрации (накапливания) в рыхлых отложениях, месторождения становятся россыпеобразующими. Очевидно, что повышение в месторождении доли золота подобной размерности увеличивает эффективность россыпеобразующего процесса при прочих равных условиях.

Таким образом, золото по константе гипергенной устойчивости относится к россыпеобразующим минералам, но процесс образования россыпей накладывает на него ограничения по крупности и форме зерен; эти параметры должны удовлетворять условиям гравитационной концентрации на одной или нескольких стадиях континентального литогенеза. К классу фракций, которые не концентрируются (не накапливаются) при образовании россыпей, вероятно, должны быть отнесены субмикроскопические и микроскопические зерна золота. Следовательно, все рудные месторождения, содержащие подобное золото, могут быть исключены из числа россыпеобразующих.

Из числа рассмотренных формаций наибольшими россыпеобразующими возможностями обладают плутогенные золоторудные месторождения, хотя их различные представители отличаются далеко не одинаковой ролью в накоплении золота в континентальном рыхлом покрове. Одни (золото-кварцевая формация) сопровождаются гигантскими россыпями, другие (золото-пентландит-халькопиритовая и др.), напротив, не образуют россыпей даже в тех случаях, когда объекты, относимые к таким формациям, заключают большие запасы богатых руд. Золото-сульфидные (колчеданные) месторождения нередко сопровождаются промышленными концентрациями в гипергенных околорудных ореолах или глубоко проработанных шляпах кор выветривания оксидного типа. Это связано с интенсивным удалением из руд в процессе выветривания сульфидного компонента, благодаря чему в остающемся материале накапливается химически устойчивое золото.

Некоторые метаморфогенные месторождения или рудопроявления, не имеющие промышленной ценности как рудные объекты, по характеру выделений золота дают россыпи.

Золоторудные месторождения вулканогенно-плутогенных формаций, занимая промежуточное геологическое положение между типичными плутогенно-гидротермальными и типичными вулканогенными месторождениями, по россыпеобразующей роли стоят ближе к последним. Поэтому месторождения этих формаций, как правило, не сопровождаются россыпями. В связи с этим при поисках коренных вулканогенно-плутогенных месторождений из арсенала общепризнанных методов необходимо исключить шлиховое опробование рыхлого покрова, заменив его геохимическими исследованиями.

В категорию нероссыпеобразующих попадает значительная часть месторождений золото-сульфидных формаций, золото-серебряной кварцевой, адуляровой, родонитовой, родохрозитовой, хлоритовой и некоторых других. Практически месторождения всего ряда вулканогенных формаций обладают наименьшими, по сравнению с представителями других формаций, россыпеобразующими возможностями даже при наличии богатых руд. Относительно редко самородное золото, в частности, месторождений золото-серебряной кварцевой и отчасти адуляровой формаций, отличается большими размерами по сравнению со средним классом крупности для этих формаций выделениями. Такие месторождения сопровождаются небольшими россыпями.

Все изложенное выше можно проиллюстрировать данными, полученными по различным золотоносным районам мира. Например, в Северо-Восточной рудной провинции широко развита полихронная и полигенная золотая

минерализация. Она наиболее мощно проявлена в Яно-Колымских мезозойских структурах, Охотско-Чукотском вулканогенном поясе позднемелового возраста и в пределах Омолонского массива дорифейской консолидации. С первыми сопряжен уникальный Яно-Колымский золотоносный пояс; его эндогенная существенно плутоногенная минерализация представлена тремя структурно-морфологическими типами, размещенными в верхоянском осадочном комплексе: дайковым, кварцево-жильным и минерализованных зон дробленных пород и штокверков, которые сопровождаются чрезвычайно интенсивной россыпной золотоносностью. Охотско-Чукотская вулканогенная структура характеризуется весьма интенсивным золото-серебряным оруденением, при полном отсутствии в его пределах золотоносных россыпей. В структурах Омолонского массива, к сожалению, еще далеко не достаточно изученного, присутствуют месторождения вулканогенной золото-серебряной адуляровой формации и россыпи золота, коренные источники которых неизвестны. Золотоносные структуры мезозойского Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, имеющие планетарный характер, пережили одну и ту же экзогенную историю, т. е. равные для россыпеобразования физико-географические условия, определявшиеся развитием перигляциального литогенеза.

Рудные плутоногенные месторождения и рудопроявления мезозойских структур характеризуются крупными выделениями в рудах минеральных форм золота, что и определило их высокую россыпеобразующую роль. В то же время главным признаком вулканогенного оруденения Охотско-Чукотского пояса является наличие в рудах месторождений и рудопроявлений мелких, как правило, субмикроскопических классов минералов золота; такой гранулометрический состав рудных минералов вывел его из числа россыпных провинций, несмотря на мощное развитие промышленных коренных месторождений.

Нижеприводимые данные о гранулярном составе золота подтверждают сказанное. Так, в месторождениях Яно-Колымского золотоносного пояса это распределение по фракциям имеет следующий вид:

> 0,25 мм – 20,4%;	}	$\Sigma 60,3\%$
0,25 – 0,5 мм – 20,2%;		
0,5 – 1,0 мм – 19,7%;		
1 – 2 мм – 11,3%;	}	$\Sigma 39,7\%$
2 – 4 мм – 8,9%;		
4 – 8 мм – 6,5%;		
8 – 16 мм – 4,7%;		
> 16 мм – 8,3%.		

Из приведенных данных следует, что в россыпях Яно-Колымского пояса присутствует 60% золота крупностью от 0,25 до 1 мм, остальные 40% представлены зернами размерностью свыше 1 мм, причем на самородковую фракцию (>16 мм) приходится более 8%.

Совершенно иная картина распределения золота по фракциям наблюдается в вулканогенных месторождениях и рудопроявлениях Охотско-Чукотского пояса. Она получена при микроскопическом изучении руд. Здесь минералы золота распределяются по крупности следующим образом:

< 0,25 мм	- 62,9%;	} $\Sigma 96,6\%$
0,25 - 0,5 мм	- 29,5%;	
0,5 - 1,0 мм	- 4,2%;	
> 1,0 мм	- 3,4%.	

Еще более яркие данные получены при технологических исследованиях проб, отбравшихся в ходе разведки некоторых месторождений вулканогенного пояса. Оказалось, что золото в изученных рудах имеет следующее распределение по фракциям:

< 0,07 мм	- 61,2%;
0,07-+0,2 мм	- 31,5%;
0,2-+0,5 мм	- 7,3%.

Близкие к этим распределениям данные получены при изучении месторождения вулканогенного генезиса Сопки Рудной:

< 0,1 мм	- 39,0%;
0,1-0,16 мм	- 25,7%;
0,3-0,4 мм	- 24,5%;
0,5-0,7 мм	- 10,8%.

Поскольку золоторудное месторождение Балей имеет аналогичный генезис и также не сопровождается россыпями, то я счел уместным привести данные распределения золота по фракциям и в его рудах:

0,02 мм	- 2,5%;
0,05 мм	- 7,5%;
< 0,074 мм	- 90%.

Следует также отметить, что, например, коренные источники Яно-Кольмского золотоносного пояса, явно тяготеющие к плутоногенному генезису, даже в тех случаях, когда в рудах содержания золота не достигают промышленных концентраций, сопровождаются россыпями, иногда уникальными по богатству и размерам, что указывает на исключительные россыпеобразующие свойства содержащихся в них минералов золота. Напротив, вулканогенные месторождения, часто богатые и большие по размерам (Карамкен, Кубака, Балей и др.), не дают даже непромышленных россыпей. Лишь в редких случаях в пределах рудных полей, размещенных в вулканитах, в делювиально-аллювиальных образованиях обнаруживаются зерна золота размером менее 0,2 мм. Эти факты указывают на нероссыпеобразующие характеристики ми-

нералов золота формаций вулканогенного ряда, что подтверждает универсальность зависимости концентрации минералов золота от их гидравлической крупности. Правда, такая закономерность не исключает образования концентраций золота в элювиальную стадию литогенетических процессов, развивающихся, в частности, в гумидной обстановке, где химическое выветривание подавляет все другие виды гипергенного преобразования рудных полей вулканогенной природы. В этом случае могут возникать мощные коры выветривания, в которых концентрации рудного вещества возрастают, причем часто до значительных размеров, за счет разрушения породообразующих минералов и удаления петрогенных элементов. Однако такой процесс укладывается в стандартную модель, когда в элювиальную стадию россыпеобразования в зависимости от физико-географической обстановки кластогенез подавляется мощным проявлением хемогенеза.

Во второй половине XX в. в ряде металлогенических провинций мира открыты коренные месторождения золота, не сопровождающиеся россыпями, хотя и не принадлежащие вулканогенному ряду формаций. Некоторые из них отличаются большими запасами, значительными более или менее равномерно распределенными концентрациями золота в промышленных рудах, характеризующихся обильной сопутствующей сульфидной минерализацией многоэлементного состава, тонкодисперсными субмикроскопическими выделениями золота, связанного с минералами преимущественно мышьяка и сурьмы. Рудные поля этих месторождений размещаются в пределах осадочных толщ, претерпевавших влияние низкоградиентного метаморфизма без видимой связи с магматическими процессами, проявившимися в пространственно разбросанных с ними тектоно-магматических структурах, что послужило поводом для отнесения их к магматическим структурам. К таким феноменальным объектам относятся, например, месторождения группы Карлин (штат Невада, США), золоторудное месторождение Майское (Россия, Западная Чукотка); сходными чертами с названными месторождениями обладает Мурунтау (Кызылкумы, Узбекистан), Сухой Лог (Ленский район, Россия) и многие другие.

Геологическая позиция золоторудных месторождений карлинской группы определяется их принадлежностью к складчатому поясу американских Кордильер. Здесь рудные поля, локализованные в пределах эвгеосинклинальных структур, располагаются южнее обширного покрова молодых вулканитов, опоясанных перивулканической зоной; промышленные руды приурочены к выступам (окнам) силурийских глинисто-карбонатных пород, перекрытых тектоническим аллохтоном эвгеосинклинальных осадков. Рудоконтролирующей структурой являются скрытые разломы, протягивающиеся в северо-западном направлении на 50 км; на них нанизывается серия месторождений с общими запасами более 2 тыс. т золота. В их числе выделяются Голдстрайк (запасы более 800 т золота), Гол Каури (600 т), Чимни Крик (170 т), Карлин (140 т), Джерри-Каньон и Гетчел (по 100 т каждый) и другие более мелкие. В неокисленных рудах Карлина золото имеет субмикроскопическую размерность зерен ($<0,2$ мм), которые не концентрируются в рыхлом покрове, сформировавшемся при участии флювиальной деятельности организованных потоков. Однако экзогенная история карлинских рудных полей сопровождалась возрастанием концентрации золота за счет выноса карбонатной компоненты

рудоносного пласта. В связи с уникальностью этих месторождений следует отметить некоторые особенности строения и условий формирования их рудных залежей.

В Карлинском рудном поле продуктивные тела представлены пластовыми залежами пористых ожелезненных глинистых и доломитистых окварцованных алевролитов, обогащенных вкрапленной сульфидной минерализацией. Как я понял во время посещения Карлина в 1978 г., характер руд и минералов рудного поля определился в две стадии его формирования, что согласуется с представлениями В. А. Банина [устное сообщение, 1999 г.], изучавшего это месторождение. В ходе гидротермального минералообразования происходил привнос K, Ba, Fe, Al, Si и органического вещества, а также Au, Hg, Tl, Sb, As, S; он сопровождался выносом карбонатного материала, возрастанием остаточной концентрации золота в рудной залежи, окремнением (халцедонизацией) гипергенно переработанного субстрата, образованием глинистых калиевых (иллит) минералов и пиритизацией. По-видимому, на завершающем этапе развития минералообразующей системы сформировались баритовые жилы, что сопровождалось отделением летучих компонентов (H_2O , CO_2 , H_2S) и привело к интенсивному кислотному выщелачиванию пород в близповерхностной зоне и дальнейшему их обогащению золотом. Важным представляется положительная корреляция золота, присутствующего в пирите, с мышьяком [Wells, Mullens, 1973]; возрастание его содержания в этом минерале в 20 раз сопровождается повышением содержания золота в пирите почти на 2 порядка. Эта зависимость Au от As – несомненное свидетельство гидротермального происхождения минеральных парагенезисов карлинской группы месторождений. Такая модель рудообразующей системы и последовательность её развития полностью объясняет все особенности месторождения, характер руд и их минеральный состав, исключает альтернативные представления об его осадочном генезисе [Бакулин, 1998].

Майское рудное поле локализовано в перивулканической зоне, сопряженной с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, его золото-сульфидная минерализация развита в глинистых сланцах и песчаниках триасового возраста. Месторождение приурочено к узлу разнонаправленных разрывных нарушений, по-видимому, принадлежащих протяженному разлому из числа оперяющих крупный вулканический прогиб. Золото-мышьяково-сурьмяная минерализация развита в пределах безынтрузивного куполовидного поднятия, рассеченного дайкообразными телами, сложенными гранодиорит-гранит-порфирами (дорудные) и более поздними лампрофирами и липаритовыми порфирами. Рудные тела месторождения представлены прожилково-вкрапленными метасоматитами, развитыми в субмеридиональных зонах смятия, дробления и гидротермальной переработки алевролитов; они не имеют четких границ и оконтуриваются только по опробованию. Эти тела сопровождаются кварц-антимонитовыми жилами того же простиранья. Наиболее ярко выраженными метасоматическими изменениями алевролитов являются окварцевание, серицитизация и каолинизация. Их сульфидная часть, достигающая 6-7% общей массы, характеризуется тонкозернистыми выделениями, субмикроскопические минералы золота связаны преимущественно с арсенопиритом, кристаллиты которого имеют такую же крупность. Кварц-антимонитовые жилы содержат видимое золото.

В составе руд Майского месторождения присутствуют пирит, арсенопирит, а также антимонит, сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, марказит, молибденит, висмутин, акантит, киноварь, реальгар, бурнонит, станнин, вольфрамит, шеелит, касситерит и, что очень важно, – большая группа самородных элементов, среди них: серебро, электрум, висмут, мышьяк, сурьма. Жильная ассоциация включает кварц, доломит, анкерит, сидерит, серицит, диккит, каолинит, монтмориллонит, хлорит, кальцит, гипс.

Исследования показали (Н. А. Шило, М. С. Сахарова и др., 1992 г.), что в ходе формирования месторождения метасоматический процесс сопровождался накоплением золота в рудах; его концентрация контролировалась присутствием активных осадителей (арсенопиритом и пиритом) и стимулировалась углеродистым субстратом алевролитов. Последнее создавало восстановительную среду.

На месторождении отсутствует зона окисления, что указывает на субполярные условия экзогенного развития рудного поля, не сопровождающегося россыпями. Субмикроскопическое золото Майского месторождения не концентрируется в рыхлом чехле, сформировавшемся в его пределах.

4.3. Оловорудные формации

Общая характеристика

При анализе россыпеобразующих оловорудных формаций, вероятно, нельзя полностью повторить схему разделения месторождений на четыре формационных семейства, как это сделано для золоторудных месторождений; полная аналогия здесь исключается вследствие различных химических свойств золота и олова, определяющих их неодинаковое геохимическое поведение в земной коре и во многих случаях пространственную разобщенность золоторудных и оловорудных месторождений и провинций. Олово значится в IV группе и в пятом сокращенном полупериоде периодической системы Д. И. Менделеева и, относясь к *p*-элементам, находится в окружении элементов с аналогичными структурами электронных оболочек – Ga ($4s^2 4p^1$) → Ge ($4s^2 4p^2$) → As ($4s^2 4p^3$), In ($5s^2 5p^1$) → Sn ($5s^2 5p^2$) → Sb ($5s^2 5p^3$), Tl ($6s^2 6p^1$) → Pb ($6s^2 6p^2$) → Bi ($6s^2 6p^3$). По-видимому, именно сходством структур электронных орбиталей и нормируется их геохимическое партнерство в рудных системах, что и профилирует, таким образом, оловоносные провинции.

В природе известно 10 изотопов олова (^{112}Sn , $^{114-120}\text{Sn}$, $^{123-124}\text{Sn}$), последний из них слабо радиоактивен с периодом полураспада $T_{1/2} > 10^{16-10^{17}}$ лет. Благодаря большому количеству изотопов олово резко выделяется среди других элементов. Оно отличается в общем пониженной минерагенностью, несомненно, определяющейся его принадлежностью к *p*-элементам, что находится в полном согласии со статистикой, приведенной выше. В настоящее время известно 40 природных минеральных видов, в составе которых присутствует Sn, хотя В. В. Иванов (1996 г.) с учетом различных интерметаллидов типа Pd_3Sn – Pd_3Pb и фаз в изоморфных рядах (например, $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$ – $\text{Cu}_2(\text{FeZn})\text{SnS}_4$ – $\text{Cu}_2\text{ZnSnS}_4$) насчитывает оловосодержащих минералов 77.

в том числе к халькогенидам он относит 24 минерала, к сульфоарсенидам – 7, сульфоантимонитам – 4, интерметаллидам и сплавам – 11, гидроксидам – 11, оксидам – 9, силикатам – 6, боратам и гидроборатам – 3, гидрохлоридам – 1. Среди них выделяется оксид олова (SnO_2), т. е. касситерит, пожалуй, являющийся единственным промышленно значимым минералом, хотя в некоторых случаях в оловянных рудах разной формационной принадлежности отмечаются заметные концентрации и других минералов олова, которые, однако, никогда не достигают интересующих горное производство скоплений. Правда, кроме касситерита иногда выделяется станнин (Cu_2FeSnS) и в редчайших случаях – кёстерит (Cu_2ZnSnS). В качестве изоморфных примесей в касситерите установлены Fe, Ta, Nb, Ti, иногда Zr и W, которые, несмотря на свойственную им разновалентность и принадлежность к *d*-элементам, внедряются в решетку различных касситеритов.

По существующим оценкам кларк олова в земной коре (в г/т) равен 2,5, в верхней мантии – 5,6, в нижней – 1,5. Главные типы пород характеризуются следующими кларками (в г/т): ультрабазиты – 0,5, базиты – 1,5, средние породы – 1,6, гранодиориты – 2,5, граниты – 3,0, сланцы – 6,0, песчаники и карбонатные породы – 0,п (В. В. Иванов, 1996 г.).

Многу давно было обращено внимание на то, что в потенциально перспективных на олово гранитоидах породный, жильный и особенно метасоматический комплекс минералов, как правило, характеризуется развитием тюрингита $[\text{Fe}_{3,5}(\text{Fe}^{3+})_{1,5}[\text{Si}_{2,5}\text{Al}_{1,5}\text{O}_{10}][\text{OH}]_6 - n\text{H}_2)]$, в то время как для магматитов, гидротермалитов и метасоматитов золотоносных провинций в хлоритовой ассоциации типичен пеннин $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}[\text{AlSi}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$. Между прочим, В. Л. Барсуков в некоторых своих работах в качестве надежного индикатора региональной оловоносности рассматривал отношение $\text{Fe}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ в пред- и синрудных гранитоидах.

Тем не менее даже в монохронных металлогенических провинциях наблюдается не достаточно еще понятная причина разобщенности оловоносных и золото-серебряных рудных районов. Возможно, в ее основе лежит различная химия золота и олова, определяющаяся их положением в системе Д. И. Менделеева. Так, атомный радиус олова (0,158 нм) больше, чем у золота и серебра (0,144 нм), кстати сказать, относящихся к *d*-элементам, тогда как олово – к *p*-элементам. Объем атомов олова также больше ($\text{Sn} - 16,515$, Au и $\text{Ag} - 12,502$). Олово имеет и иную, чем золото и серебро, энтропию. Различия химических свойств олова и золота (это относится ко всем благородным металлам, хотя, например, платина из восьмого ряда периодической системы в различной степени окисления ведет себя уже не так, как золото) сфокусированы в строении электронных оболочек, которыми определяется групповая принадлежность элементов; у олова электроны распределяются по орбиталям $5s^2$ и $5p^2$, у золота по $5d^{10}6s^1$ (у серебра $4d^{10}5s^1$). Со структурными различиями электронных оболочек связаны потенциалы ионизации и электросродство: у олова они соответственно равны 709,8 и 407,4 кДж, тогда как у золота – 894 и 546 кДж, т. е. значительно выше, чем у олова. В отличие от золота олово, обладая сродством к O_2 , S, F, Cl, в минералообразующих процессах в разных валентностях проявляет или основные катионные свойства (Sn^{2+}), или амфотерные (Sn^{4+}) со склонностью к ангидридности. По-видимо-

му, именно этой особенностью диоксида олова объясняется как его присутствие в золото-серебряных рудных парагенезисах, так и участие в формировании в одних и тех же структурах как золоторудных, так и оловорудных месторождений. Ярким примером тому может служить Яно-Колымский золотоносный пояс. Эта важная особенность четырехвалентного олова, а также проявляющиеся у золота амфотерные свойства, будучи незамеченными, привели, например, С. С. Смирнова, а впоследствии В. А. Цареградского к ошибочным выводам об антагонизме олова и золота, из чего был сделан вывод о несовместимости их не только в одних и тех же месторождениях, но даже в близких по времени формирования рудных районах. На практике это приводило к тому, что в случае обнаружения в какой-то структуре оловянного оруденения автоматически исключались поиски золоторудных месторождений, и наоборот. На основании этой ложной посылки при обработке, например, оловорудного месторождения Галимое (Омсукчанская оловоносная зона, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Россия) было выброшено в хвосты более 4 т золота.

Приверженность С. С. Смирнова к такой ошибочной позиции непонятна, так как он, будучи прекрасным минералогом, не мог не знать о наличии, например, канфильдита (Ag_8SnS_6) в саксонских месторождениях или о широком развитии этого минерала в боливийском Потоси, где канфильдит встречается в ассоциации с сульфосолями серебра, со сфалеритом, пираргиритом и стефанитом; вероятнее всего, ему были известны и находки звягинцевита ($\text{Pd, Pt, Au}_3(\text{Pb, Sn})$) в Норильском платиново-металльном месторождении, в рудах которого вместе с платиной, палладием и др. присутствуют золото, олово и свинец.

Таким образом, для рудного комплекса оловоносных месторождений весьма характерен сложный минеральный состав, в их образовании наряду с *p*-элементами принимают участие *d*- и *s*-элементы. Особенно активное взаимодействие олова и окружающих его соседей *p*-элементов из 4-го и 5-го периодов проглядывается в минералах, в которых широко представлены *p*-элементы 2-го и 3-го периодов. К ним относятся $\text{V}(2s^2p^1) \rightarrow \text{Cr}(2s^22p^2) \rightarrow \text{O}(2s^2p^4) \rightarrow \text{F}(2s^22p^5)$, $\text{P}(3s^2p^3) \rightarrow \text{S}(3s^2p^4) \rightarrow \text{Cl}(3s^2p^5)$. В связи с этим можно утверждать, что олово и некоторые *p*-элементы со сходными структурами электронных оболочек в рудообразующих процессах совместно реализуют свои фундаментальные свойства, определяемые положением их в периодической системе Д. И. Менделеева. И в зависимости от режимов минералообразования рудные парагенезисы иногда приобретают феноменальные черты, возникающие в меняющихся физико-химических условиях рудообразования, в котором принимают участие разновалентные элементы, хотя и со сходными электронными орбиталями.

О роли электросродства в химических взаимодействиях золота говорилось выше, здесь следует подчеркнуть, что элементы, обладающие минимальными значениями электросродства, к которым относится олово, образуют семейство, индифферентное к приобретению отрицательного заряда. Высокое химическое сродство олова к сере и хлору в двухвалентном состоянии определяет его вхождение в ассоциацию с сульфидами железа, меди, цинка, свинца. Четырехвалентное олово, обладая более сильным химическим сродством к

кислороду и фтору, объясняет его парагенезис с минералами, в состав которых входит общеизвестная ассоциация элементов W, Mo, Bi, Be, Nb, Ta, отчасти Fe, хотя железо нередко присутствует и в собственно оловянных минералах. По-видимому, в какой-то мере в основе формирования такой парагенетической ассоциации лежит тенденция меняющихся связей: с повышением валентности элементов происходит их ослабление с S и Cl и одновременное усиление с такими окислителями, которыми являются O и F.

Проблема классификации оловорудных месторождений

Изучение оловорудных месторождений различных провинций мира показывает, что для большинства из них устойчивыми с касситеритом комплексами рудных минералов являются пирит, марказит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, станнин, киноварь. Петрогенный комплекс минералов отличается значительным разнообразием и зависит от множества причин: от генезиса месторождений, от зоны их формирования по отношению к магматитам (плутонам, дайкам, эффузивным фациям различных пород), от предрудного, синрудного и послерудного метасоматоза и др. Кроме того, изучающие оловорудные месторождения часто сталкиваются с усложнением как петрогенной минерализации, так и парагенезисов рудного комплекса за счет наложения друг на друга близких стадий рудообразующего процесса. Все это создавало почти непреодолимые трудности в создании удовлетворительной систематики оловорудных месторождений, и в том числе россыпеобразующих формаций.

В 30-х годах XX в. в геологии олова утвердилась классификация, предложенная в 1937 г. С. С. Смирновым, позже получившая развитие в работах О. Д. Левицкого и Е. А. Радкевич. Однако в ее основе лежат неравнозначные (несопоставимые) признаки. Не прибегая к детальному рассмотрению этой проблемы, отмечу лишь, что, с одной стороны, в этой классификации формации выделяются только по минералогическому составу месторождений (касситерит-кварцевая, касситерит-сульфидная), а с другой – по условиям образования месторождений, без учета их минералогического состава (пегматитовые, скарновые); используется также петролого-геохимический признак (риолитовая и др.). Впрочем, сам С. С. Смирнов, вполне сознавая трудности в создании систематик оловорудных месторождений и несовершенство предложенной им классификации, в работе «Минералогический очерк Яна-Адычанского района» [Смирнова и др., 1941] специально рассмотрел эту проблему, правда, применительно к изученным месторождениям, однако с привлечением оловорудных объектов Боливийской рудной провинции, Корнуолла (месторождение East Pool Vine), Австралии – Квинсленд, Новый Южный Уэльс, Тасмания и отечественных – Хапчанганга и др. [с. 54–59].

Позже В. Т. Матвеевко эту классификацию дополнил касситерит-силикатной формацией, впоследствии трансформировавшейся в касситерит-силикатно-сульфидную, что крайне усложнило и без того далекую от совершенства систематику оловорудных месторождений. Нерасшифрованный смысл «олово-силикатной» формации делает вообще бессмысленным ее вы-

деление, так как к силикатам принадлежит по меньшей мере около 80% царства минералов, большинство из которых вообще не могут возникать в тех условиях, в которых формируются оловорудные месторождения. Видимо, не случайно М. П. Материков в работе «Месторождения олова», опубликованной в монографии «Рудные месторождения СССР» (1974, т. 3), при группировке месторождений вообще отказался от существующих классификаций и осуществил их разделение, опираясь на идею В. И. Смирнова, предложившего рудные месторождения систематизировать с «учетом геологических условий, определяемых элементами магматической и структурной геологии, а также особенностями состава вмещающих пород». Нетрудно понять, что такой подход ведет к потере всякого смысла крайне необходимого, хотя и не всегда совершенного формационного анализа геологических, и в том числе рудных, объектов.

Однако если внимательно проследить изменения минералогического состава месторождений олова, опираясь на геохимическую роль элементов, принимающих участие в образовании той или иной формации, то можно обнаружить различие этих признаков оловорудных месторождений и рудопроявлений, сформировавшихся в метаморфических (включая и глубокую гранитизацию пород, слагающих земную кору) или плутонических и вулканических зонах. Это позволяет среди оловорудных месторождений выделять метаморфогенную, плутоногенную и вулканогенную группы формаций. Именно такое разделение было положено в основу формационного анализа золоторудных месторождений. В то же время этот подход вскрывает и глубокие различия, как бы несовместимость золото- и оловорудных формационных рядов, что обусловлено рассмотренными выше причинами.

Классификация оловорудных месторождений

С учетом сказанного мною предпринята попытка построить формационный ряд оловорудных месторождений, в основу которого положены сравнимые признаки – минералогический состав месторождений как рудного, так и жильного комплекса и геохимическая роль элементов, участвующих в минералообразовании. Этот ряд следующий:

Группа месторождений	Формация
1. <i>Плутоногенно-пегматитовые</i>	Касситерит-альбит-мусковитовая Касситерит-сподумен-альбитовая Касситерит-альбит-турмалиновая
2. <i>Плутоногенные</i>	Касситерит-кварцевая Касситерит-сульфидная Касситерит-волластонитовая Касситерит-пироксенит-турмалиновая Касситерит-хлорит-актинолитовая Касситерит-арсенопирит-магнетитовая
3. <i>Вулканогенные</i>	Касситерит-риолитовая
4. <i>Плутоногенно-вулканогенные</i>	Касситерит-сульфидно-сульфосолевая

Плутоногенно-пегматитовые месторождения

Общеизвестно, что в пределах консолидированных древних (докембрийских) платформ и щитов находятся крупные месторождения оловоносных пегматитов. В них совместно с оловом присутствует обильная минерализация вольфрама, бериллия, тантала, ниобия, определяющаяся высоким общим сродством этих элементов прежде всего к кислороду и фтору. Это оловоносные провинции Зимбабве, Трансвааля (ЮАР), Нигерии, Центрально-Африканской Республики, Марокко. Пегматитовые месторождения этих провинций приурочены к древним архейским массивам зеленокаменных пород, имеющих возраст более 3 млрд лет, или к гранитогнейсовым куполам, с которыми также связана и золотая минерализация метаморфогенного облика (породы имеют возраст 2,6–2,7 млрд лет). Аналогичные месторождения олова встречаются и в других частях Африканского щита. О них еще Е. П. Павловский говорил как об образованиях, отвечающих догеосинклинальной и доплатформенной стадиям развития земной коры. Близкие по условиям залегания и возрасту пегматитовые месторождения олова наблюдаются и на Канадском щите.

Наряду с широко распространенными оловоносными пегматитами, приуроченными к древним комплексам пород разного состава, слагающих консолидированные структуры, встречаются месторождения олова аналогичного характера и в других, более молодых тектоно-магматических комплексах. В этом отношении определенный интерес представляют оловоносные пегматиты мезозойского возраста Калба-Нарынского района, совмещенного с Прииртышским (геоантиклинальным) поднятием Иртышско-Зайсанской герцинской складчатой области (Россия).

Чрезвычайно интересной с генетической точки зрения является пространственная связь оловоносных пегматитов, размещенных в наиболее древних консолидированных тектоно-магматических комплексах, с плутоногенными или метаморфогенными месторождениями золота, которые по формационным признакам относятся к золото-кварцевой и отчасти золото-альбитовой формациям. Вместе с тем связь оловоносных пегматитов более поздних тектоно-магматических комплексов с золотой минерализацией не характерна.

Среди оловоносных пегматитов по предрудному минеральному комплексу можно было бы выделить два типа, существенно различающихся и по составу рудных минералов: касситерит-микроклиновый (полевошпатовый) и касситерит-сподуменовый (пироксеновый). Однако рудная минерализация, существенно перерабатывающая дорудный комплекс жильных минералов, усложняет их состав. Внимательное изучение его показывает, что, несмотря на большое разнообразие минеральных ассоциаций, относящихся как к жильным, так и к рудным парагенезисам, выделяются следующие оловоносные пегматиты, которым можно придать формационное значение: **касситерит-альбит-мусковитовые, касситерит-сподумен-альбитовые, касситерит-альбит-турмалиновые.**

Формирование месторождений этих трех формаций определяется как общей линией развития самого пегматитового процесса, так и отложением

рудной минерализации. Оба типа пегматитов, в одном из которых (полевошпатовом) значительная роль в дорудном комплексе принадлежит микроклину, а в другом – сподумену, в рудный этап подвергаются существенной переработке. Развивается мощная альбитизация (главным образом по микроклину), грейзенизация с образованием почти сплошных рудных тел, сложенных мусковитом, отчасти лепидолитом и другими слюдами; нередко проявляется интенсивная турмалинизация. В ходе альбитизации, грейзенизации и турмалинизации возникают тела, в которых резко преобладают или альбит, или мусковит, или турмалин. Однако почти во всех случаях сподумен не так интенсивно перерабатывается, как микроклин. Кроме того, на эти более или менее четко прослеживаемые три типа рудных тел накладываются дополнительно усложняющие минеральный состав процессы. В частности, в грейзенах появляется апатит, амблигонит, спессартин. В существенно альбитизированных с оловом пегматитах — турмалин, лепидолит, берилл, топаз, флюорит. В сподуменовых пегматитах наряду с сохранившейся значительной частью пироксена развивается разнообразная минерализация, включающая альбит, гранат, амблигонит, берилл, кварц, колумбит, вольфрамит, пирит, арсенопирит, халькопирит, молибденит.

Подавляющая часть оловоносных пегматитов, правда в зависимости от формационной принадлежности, содержит сложный комплекс металлов, которые и служат предметом эксплуатации: это – олово, вольфрам, тантал, ниобий, бериллий, висмут, цезий, литий. Полевошпатовая часть нередко используется в керамической промышленности.

Таким образом, в образовании оловоносных пегматитов касситерит-альбит-мусковитовой, касситерит-сподумен-альбитовой и касситерит-альбит-турмалиновой формаций активная роль принадлежит в первую очередь натрию, затем калию, литию, цезию и неметаллам, среди которых первое место отводится бору, фосфору, фтору, отчасти сере. Нельзя также исключать из геохимического процесса, в ходе которого образуются оловорудные формации в пределах древних платформенных структур или щитов, и кремнезём.

Геохимические условия образования этих месторождений детально в свое время рассматривались В. В. Щербиной [1956], затем А. А. Маракушевым [1979], и потому я не буду на этом останавливаться. Приведенные данные нужны были лишь для того, чтобы показать возможность появления месторождений, которым присвоено обобщенное название «оловоносные пегматиты», выделения соответствующих рудных формаций с учетом того же принципа, что был применен и при формационном анализе золоторудных коренных источников. В оловоносных пегматитах всех трех формаций отмечается различная геохимическая роль элементов, в соответствии с тем местом, которое занимает каждый из них в периодической системе Д. И. Менделеева.

К числу важных геолого-структурных факторов, в какой-то степени, по-видимому, определяющих образование оловоносных пегматитов и размещение их формаций, как отмечает Г. А. Тананаева, следует отнести обычно присутствующий в таких районах слабо дислоцированный чехол пластичных пород, под которым залегает мощный, лишь слегка нарушенный фундамент, сложенный кристаллическими породами [Рудные формации..., 1976]. В раз-

мещении формаций также наблюдается некоторая закономерность: она проявляется в том, что в наибольшем удалении от интрузий обычно залегают пегматитовые месторождения касситерит-сподумен-альбитовой формации, несколько ближе к гранитоидным массивам – касситерит-альбит-мусковитовой, а еще ближе к интрузиям – месторождения касситерит-альбит-турмалиновой формации.

Такое зональное размещение формаций пегматитовых оловоносных месторождений можно рассматривать, во-первых, как факт, указывающий на автономность магматического и рудообразующего процессов, и, во-вторых, как свидетельство различных структурных и геохимических условий формирования указанных формаций.

Плутогенные месторождения

Касситерит-кварцевая формация из группы плутогенных оловорудных месторождений, пожалуй, может быть отнесена к числу ведущих как по общей промышленной продуктивности, так и по ее роли в образовании россыпей касситерита. Представители этой формации встречаются в пределах древних и молодых платформ, на щитах и срединных массивах древней консолидации, где нередко присутствуют месторождения с постоянно повторяющимися типовыми признаками плутогенных образований, группируясь в пределах названных структур, они образуют оловоносные зоны или провинции. К ним могут быть отнесены в первую очередь Южно-Китайская и Западно-Африканская платформы, некоторые зоны Северной Америки. Аналоги месторождений названных провинций встречаются в пределах Балтийского щита, Южной Америки (Бразилия), на срединных массивах (Буреинский, Ханкайский, Юконский). Многие из рудных месторождений и рудопроявлений этой формации в названных структурных условиях сопровождаются россыпями касситерита.

Месторождения олова касситерит-кварцевой формации на древних платформах и щитах условно связываются с гранитоидным магматизмом, интродуцировавшим кристаллический фундамент (Северная Нигерия), сложенный мигматизированными пелитами, имеющими возраст около 2,5 млрд лет. Рудные тела, встречающиеся в подобной геологической обстановке, сопровождаются биотит-циннвальдитовыми грейзенами и обычно отличаются богатой редкометалльной минерализацией, характеризующейся литий-цезий-фторсодержими минералами.

Касситерит-кварцевая формация оловорудных месторождений срединных массивов (типа Чешского, Центрального, Армориканского, Юконского и др.) обычно представлена месторождениями двух типов, различающихся структурными условиями залегания и вмещающими их породами. Одни из этих месторождений непосредственно связаны с разломами, секущими массивы; другие в тех же массивах размещаются в наложенных прогибах, выполненных вулканогенными образованиями (например, Восточные Рудные горы).

Касситерит-кварцевые оловорудные тела с биотитом и циннвальдитом обычно связаны с гранитами, вблизи некоторых встречаются то существенно оловоносные месторождения, то вольфрамовые.

Касситерит-кварцевая формация оловорудных месторождений наиболее характерна для складчатых поясов, в которых после нее следует по масштабу развития касситерит-сульфидная, а затем все остальные. Складчатые пояса, сформировавшиеся по преимуществу в мезозойскую и отчасти кайнозойскую эпохи диастрофизма, являются главнейшими оловоносными провинциями мира, в их пределах сосредоточена подавляющая часть запасов этого металла. К подобным поясам относятся Аляскинско-Невадийский, Верхоянско-Чукотский, Сихотэ-Алинский, Индокитайский и Андийский. Причем только в Бирмано-Малайзийской рудной зоне, занимающей западную часть Индокитайского мезозойского складчатого пояса, в структуре которого присутствуют выступы кембрийского фундамента, находится не менее 75% мировых запасов олова. Как известно, коренные источники олова в этом поясе сопровождаются крупными, если не сказать – уникальными, россыпями касситерита, иногда ассоциирующего с вольфрамитом, магнетитом, ильменитом, цирконом и др. Они обычно извлекаются при переработке песков, поэтому нередко ценность этих россыпей определяется всем комплексом содержащихся в них минералов.

Месторождения касситерит-кварцевой формации, широко распространенные в большинстве оловорудных районов складчатых поясов, профилируют металлогеническую специализацию гигантских структур, а упомянутая Бирмано-Малайзийская рудная зона, пожалуй, может считаться генотипом многих других оловоносных зон мира с интенсивным проявлением рассматриваемой формации. Особенно сильно она проявляется в Тихоокеанском обрамлении, поэтому, вероятно, следует несколько подробнее остановиться на некоторых особенностях ее геологического строения и развития. Эта зона, по-видимому, заложила как геосинклинальная структура еще в докембрийское время и закончила свое развитие в начале юры, когда проявился интенсивный орогенез, послуживший основным этапом формирования ее структурной мозаики. В ее пределах размещается сложный по возрасту и содержанию комплекс гранитоидов, которые образуют протяженные пояса интрузивных массивов. Синклинальные синорогенные роговообманково-биотитовые граниты многие авторы относят к дорудному комплексу интрузивного магматизма, тогда как антиклинальные позднеорогенные существенно биотитовые – к так называемой оловоносной серии.

Коренные месторождения касситерит-кварцевой формации, часто с вольфрамитом, ниобатами, танталитами и другим минералами, нередко размещаются в апикальной части гранитоидов. Оловянная минерализация прослеживается и в сохранившихся блоках кровли, а также в гипабиссальных телах и дайках, размещающихся внутри массивов, которые, по-видимому, принадлежат послепостинтрузивному гипабиссальному магматизму.

Некоторые месторождения этой формации, как мне приходилось наблюдать в Малайзии, как бы наложены на контактовую зону гранитов с известняками. В этом случае малайзийские геологи их относят к скарновым месторождениям, а сами граниты, контактирующие с известняками, считают ответственными за оловоносную минерализацию. От синорогенных гранитов они отличаются редкой сульфидной вкрапленностью (пирит, арсенопирит) с турмалином, иногда с флюоритом. Осмотр обнажений и изучение шлифов

под микроскопом создают убеждение в том, что рудная минерализация наложена на «оловоносные граниты», хотя она, по всем данным, вероятно, проявилась в последнюю стадию раскристаллизации магматического расплава, когда происходило отторжение флюидов от кристаллизующейся магмы. В сходных условиях залегают касситерит-кварцевые месторождения на о-ве Тасмания, которые мне удалось осматривать вместе с В. Л. Барсуковым, Н. А. Богдановым и В. А. Пейве. Некоторые из тасманийских месторождений олова приурочены к купольной части гранитоидов, сопровождаются заметной грейзенизацией в околожильной зоне.

В области приарктических мезозоид верхоянского комплекса северо-восточной рудной провинции России отчетливо выделяются Яно-Колымский и Чукотский фланги; их металлогеническая специализация профилируется широко развитыми здесь оловоносными или вольфрамовыми месторождениями и рудопроявлениями различной формационной принадлежности. Между их западным и восточным флангами отсутствующее сходство проявляется прежде всего в геологической позиции и структурном положении месторождений различных полезных ископаемых, в форме рудных залежей, минералогическом составе руд. В последних нередко преобладающим минералом является то касситерит (западный фланг), то вольфрамит (восточный фланг), что особенно важно, различной промышленной продуктивности с меняющейся ролью ведущих минералов, в том числе в россыпеобразовании касситерит-кварцевой формации. Поля касситерит-вольфрамитовых кварцевых месторождений на всем протяжении арктических мезозоид чередуются с полями золоторудных месторождений, отличающихся весьма высокой продуктивностью. Иногда они сопровождаются уникальными золотоносными россыпями.

В восточном секторе приарктических мезозоид находятся два крупных касситерит-вольфрамитовых месторождения: Иульгинское и Светлинское, являющиеся типичными представителями касситерит-кварцевой формации. Они расположены к северу от Эгвекинота (входная база зал. Креста). В структуре Иульгинского рудного поля принимают участие песчано-сланцевые породы верхоянского комплекса верхнепермского–нижнетриасового возраста, собранные в складки, с востока и запада зажатые Иульгинским и Право-Иульгинским гранитными интрузиями. В трещинных структурах осадочных пород размещаются дайки, отвечающие по составу габбро-диабазам, лампрофирам и гранитоидам, а также кварцевые жилы с касситерит-вольфрамитовой минерализацией. В рудных телах в качестве жильных минералов, кроме кварца, в незначительных количествах присутствуют мусковит, альбит, флюорит и др. По простиранию жилы прослеживаются до 2 км, на глубину до 400 м, их корневые части обнаруживаются в апикальной зоне вскрытого выработками на глубине гранитного интрузива. Жильные системы в гранитах трансформируются в штокверк, быстро выклинивающийся на небольшом расстоянии от кровли массива. Касситерит-вольфрамитовые кварцевые жилы в пределах рудного поля ведут себя независимо от даек, хотя иногда имеют согласованную с ними ориентировку. Рудная ассоциация минералов в кварцевых жилах обычно представлена вольфрамитом и касситеритом, местами в незначительном количестве их дополняют халькопирит, пирит, пирротин,

арсенопирит, реже шеелит. В пределах Иультинской структуры открыто почти аналогичное по многим параметрам Светлинское касситерит-вольфрамитовое месторождение кварц-касситеритовой формации. В долинах речной сети, дренирующей Иультинско-Светлинское рудное поле, сформировались касситерит-вольфрамитовые элювиально-солифлюкционные и аллювиальные россыпи.

В 50 км к западу от Певека расположен гигантский оловоносный штокверк, образованный сложной сетью кварцевых прожилков, выполняющих трещинную систему, развитую в блоке триасовых терригенных отложений верхоянского комплекса. Формирование штокверка происходило в узле пересечения многочисленных крутопадающих разломов. Связанная с кварцем касситеритовая минерализация сопровождается вольфрамитом, золотом, магнетитом, пиритом, арсенопиритом, гематитом, топазом, флюоритом. В р. Пыркакай и ручье Крутой, дренирующих Пыркакайский штокверк, сформировались крупные и богатые россыпи касситерита, местами с существенной примесью вольфрамита.

На западном фланге приарктической области складчатые сооружения верхоянского комплекса претерпевают виргацию, в результате которой дислокационные структуры Яно-Колымского золотоносного пояса с заключенными в нем плутонами гранитоидов трансформировались в поле пологих дислокаций, в пределах которых произошло разделение гранитоидных магматитов и сопровождающей их рудной минерализации на две ветви. Восточная ветвь, через р. Индигирка и р. Колыма уходит на Чукотский полуостров, где обнаруживает себя упомянутыми выше Иультинским, Светлинским, Пыркакайским и другими оловорудными месторождениями кварц-касситеритовой формации с варьирующим содержанием вольфрамита. Левое крыло виргации образует мощную оловоносную зону, протягивающуюся в правобережной части р. Яна почти от ее истоков вдоль 135-го меридиана с юга на север на Ляховские острова. На всем почти 800-километровом ее протяжении она фиксируется громадным количеством оловорудных месторождений разной формационной принадлежности. Наиболее продуктивный узел этой зоны связан с Иргичанской структурой пологих дислокаций (Северо-Янский рудный район), вытянутой в широтном направлении на 50 км. В его пределах локализовано крупнейшее в мире Депутатское месторождение олова.

Среди рудных тел Депутатского месторождения олова выделяются кварцевые жилы, минерализованные зоны дробления осадочных пород и штокверки. Главным промышленным типом являются минерализованные (окварцованные) или кварцево-прожилковые зоны и отчасти штокверки. Кварцевые жилы, размещенные в осадочной толще, составляют незначительную долю промышленных руд.

В Южной Африке месторождения касситерит-кварцевой формации имеют сложную связь с Бушвельдским комплексом и ассоциируют с красными гранитами, залегающими в пределах метаморфизованных пород их кровли, часто в гранофирах или их кровле. Иногда они контролируются разломами, местами приурочены к вулканогенным прогибам.

Оловорудные месторождения касситерит-кварцевой формации обычно размещаются в песчано-сланцевых породах (Чукотка, Якутия, Малайзия), в

гранитоидах (Малайзия, Таиланд, Индонезия), в гнейсах, известняках, иногда вулканитах. В зонах развития оловянной минерализации вмещающие породы обычно интенсивно изменены альбитизацией, турмалинизацией, хлоритизацией, грейзенизацией. Гидротермальный метаморфизм нередко сопровождается образованием сложного минерального агрегата с альбитом, лепидолитом, мусковитом, циннвальдитом и т. д. В целом часто резко выражен натровый метасоматоз, который сопровождается существенно натровыми минералами и повышением содержания в породах натрия.

Минеральный состав рассматриваемых месторождений колеблется в широких пределах: от простого касситерит-кварцевого до сложного. Во многих месторождениях присутствуют кроме касситерита такие оксиды, как магнетит, гематит, рутил. Состав месторождений часто усложняется за счет сульфидов, в числе которых арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, станнин (менее характерен для этой формации), пирротин, молибденит, лёллингит и другие минералы, а также теллуриды и селениды. Во многих месторождениях встречаются апатит, ксенотим, амблигонит, вольфрамит, шеелит. Весьма показательно, что некоторые месторождения содержат золото, серебро и самородный висмут.

Не менее разнообразен и комплекс собственно жильных минералов, которые принимают участие в составе рудных тел касситерит-кварцевой формации: это – кварц, мусковит, лепидолит, биотит, ортоклаз, адуляр, хлорит, андалузит, гранат, серицит, циннвальдит. Названная ассоциация в некоторых месторождениях дополняется флюоритом, кальцитом, анкеритом, сидеритом, паризитом.

Анализ последовательности минерализации и смены одних минеральных ассоциаций другими отчетливо указывает на то, что формирование рудных тел касситерит-кварцевой формации происходило при последовательной смене щелочных трансмагматических флюидов кислыми или слабощелочными и нейтральными. Связано ли это с пульсирующим поступлением флюидов к месту разгрузки, или же с постепенной эволюцией трансмагматических флюидов в ходе геохимического взаимодействия с вмещающими породами, или гидротермальной (в рудную стадию) переработкой жильных тел, сформировавшихся в дорудный этап, до сих пор на этот вопрос нет ответа.

Вызывает также большое сомнение часто однозначно трактуемая генетическая связь месторождений этой формации с пространственно сближенными с ними интрузиями гранитоидов, нередко обладающими повышенной намагниченностью и повышенным содержанием калия (Северо-Восток России, Малайзия, Таиланд, Индонезия и др.).

Касситерит-сульфидная формация представлена месторождениями, чрезвычайно широко встречающимися часто в одних и тех же структурах, что и объекты касситерит-кварцевой, но между ними имеется существенная разница. Основной оловорудной провинцией распространения месторождений касситерит-сульфидной формации является Тихоокеанское обрамление, в нем особенно выделяется Северо-Восток России, Сихотэ-Алинь (структуры мезозойского возраста), Тасмания (палеозойские структуры). Не менее важной зоной локализации оловорудных месторождений этой формации является Боливийский пояс, хотя здесь с ними соседствуют месторождения кассите-

рит-сульфидно-сульфосолевой формации, обычно именуемые касситерит-сульфидными.

На примере изучения многих месторождений касситерит-сульфидной формации можно видеть, что основным элементом их локализации являются рудоконтролирующие разломы, трассирующие в ряде случаев интрузивные образования, хотя чаще исследователи сталкиваются со значительным возрастным разрывом между формированием магматических тел (интрузий, даек и др.) и образованием рудных месторождений. Для большинства месторождений этого типа характерны крупные жильные тела, локализующиеся в трещинных структурах в миогеосинклинальных толщах.

В подавляющем большинстве основными жильными минералами месторождений касситерит-сульфидной формации являются кварц, турмалин и хлорит. Что же касается рудных минералов, то их набор чрезвычайно широк, хотя и не все они играют одинаковую роль. Почти всегда в этих месторождениях преобладают сфалерит, халькопирит, арсенопирит, галенит. Именно ими определено само название формации. Таким образом, главные минералы как жильного комплекса, так и рудной ассоциации с уверенностью позволяют отнести месторождения этой формации к плутогенным.

Вместе с тем необходимо всегда учитывать, что во второстепенных парагенезисах мы сталкиваемся с весьма специфическими ассоциациями жильных и рудных минералов. В рудных телах многих месторождений этой формации часто встречаются такие минералы, как ортоклаз, адуляр, серицит, каолинит, диккит, монтмориллонит, карбонаты железа, флюорит, алунит и др. Часть этих минералов возникла в стадию развития автотетасоматоза, но уже само по себе их присутствие придает формации весьма специфические черты и указывает на роль щелочей и фтора в оловорудной минерализации. Не менее важной является и второстепенная рудная ассоциация, в составе которой в большинстве случаев присутствуют станнин, сульфосоли меди, свинца, сурьмы и серебра, висмутин, самородный висмут и самородное серебро. Встречается также и магнетит-гематитовая пара. Эти минералы как бы подчеркивают некоторую гибридность месторождений по условиям их образования. В отдельных месторождениях этой формации наряду с серебром имеется и золото, что еще раз подчеркивает отсутствие геохимического запрета на формирование золото-серебряно-оловянной ассоциации.

Для многих из месторождений рассматриваемой формации характерны редкие элементы: индий, галлий, ванадий, лантан и др. Комплексное использование рудного сырья этих месторождений представляет важную проблему для промышленности.

* * *

Месторождения олова четырех других плутогенных формаций, которые в литературе описываются как скарновые: волластонитовой, пироксен-турмалиновой, хлорит-актинолитовой и арсенопирит-магнетитовой, — не столь широко распространены и не играют такой экономической роли, как описанные выше. Они очень часто соседствуют с месторождениями касситерит-кварцевой формации, отличаясь от последних лишь геологическими ус-

ловиями образования, а следовательно, и минеральным составом как по ведущим парагенезисам, так и по второстепенным, позволяющим довольно четко идентифицировать их как формации. В этих четырех формациях в соответствии с различным минеральным составом месторождений неодинакова геохимическая роль элементов в образовании месторождений.

Месторождения **касситерит-волластонитовой формации** обычно весьма специфичны тем, что в составе рудных тел присутствуют гранаты с повышенным количеством извести (гроссуляр, андрадит), пирротин и халькопирит, реже арсенопирит, галенит, сфалерит. Но особенно важным для формации является минеральная форма олова, которое в ассоциации с волластонитом образует кальцийсодержащий силикат. Отсутствие касситерита указывает на чрезвычайно специфические условия образования месторождений, и объединять их с другими скарнообразными объектами вряд ли было бы правильно.

Касситерит-пироксен-турмалиновая формация также весьма специфична по наличию в рудных телах такой своеобразной ассоциации, как пироксен и турмалин. Здесь, с одной стороны, проявляется свои особенности, наряду с кальцием, магний, а с другой – бор. Его рудообразующая роль весьма настойчиво подчеркивалась С. С. Смирновым, и сейчас нет оснований отрицать это положение. Поэтому выделение такой формации учитывает не только специфическую минерализацию, которая в рудной части представлена касситеритом, пирротинном, арсенопиритом, но и условия их образования.

Месторождения **касситерит-хлорит-актинолитовой формации** сравнительно редки, но тем не менее отличаются своеобразием жильного парагенезиса, который включает железисто-магнезиальные амфиболы. В рудных телах вместе с касситеритом присутствуют сульфиды меди, цинка и свинца, а также флюорит. Таким образом, в образовании этих месторождений несомненна роль железа, фтора, отчасти серы и магния. Последний, вероятно, в процессе минералоотложения заимствуется из доломитизированных карбонатов.

Месторождения **касситерит-арсенопирит-магнетитовой формации**, вероятно, в какой-то мере могут сравниваться по условиям образования с золото-магнетитовой формацией. Для них типичен магнетит и сопутствующий набор сульфидов: халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит. Из жильных минералов присутствуют слюды, турмалин. Часто вместе с ними встречается флюорит.

Вулканогенные месторождения

Среди собственно вулканогенных месторождений олова, обладающих более или менее типичными чертами, которые позволяют минерализацию связывать с наземным вулканизмом, выделяется своими чрезвычайно специфическими чертами **касситерит-риолитовая формация** или формация деревянистого олова. Эти месторождения встречаются главным образом в вулкано-генных поясах Тихоокеанского обрамления и контролируются в своем размещении глубинными разломами. Они часто ассоциируют с другими типами месторождений олова, и для них не характерна пространственная обособленность. Часто эти месторождения представляют собой поля кислых эффузивов

с прожилками, содержащими деревянистое олово (Боливия), или оловосо-державшие покровы риолитового состава, перекрытые базальтами (Мексика), и др. Минеральный состав рудных тел формации специфичен как в жильном комплексе, так и в рудном. Среди жильных минералов широко развиты все минералы кремнезема: тридимит, кристобалит, кварц, халцедон, опал. Вместе с ними нередко присутствуют адуляр, флюорит, топаз, каолинит, диккит, серицит. В рудный комплекс входит гематит как главный минерал, иногда (редко) вольфрамит.

Из состава минералов и непосредственной их связи с вулканогенными поясами очевидно, что месторождения касситерит-риолитовой формации вполне могут сопоставляться со многими месторождениями золото-серебряной формации и другими представителями всего семейства месторождений золота, сформированных в вулканогенных поясах.

Вулканогенно-плутогенные месторождения

Внимательное изучение многих месторождений коренного олова сульфидной формации показывает, что среди них находится большая группа объектов, которые, с одной стороны, отличаются широким развитием сульфидной минерализации, весьма характерной для плутогенных месторождений, в частности для касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формаций, а с другой стороны — их парагенезисы включают большой набор сульфосолей, сближающих эти месторождения с объектами, типичными для вулканогенных поясов. Такие месторождения встречаются на Дальнем Востоке России, в Якутии, Боливии, на Тасмании и т. д.

Интересно, что месторождения касситерит-сульфидно-сульфосолевой формации соседствуют нередко с субвулканическими телами, дайками, располагаются в удалении от гранитных массивов и не обнаруживают с ними видимой как структурной, так и геохимической связи.

Среди жильных минералов в них сокращается роль альбита, турмалина, отчасти хлорита, которые профилируют месторождения касситерит-кварцевой, касситерит-сульфидной, касситерит-пироксен-турмалиновой и касситерит-хлорит-актинолитовой формаций плутогенного ряда. Зато возрастает роль кварца, алунита, каолинита, серицита и, что особенно важно, появляются минералы марганца; как было показано выше, они весьма характерны для некоторых золоторудных формаций семейства вулканогенных месторождений.

Рудные парагенезисы усложнены большим набором не только сульфидов, но и сульфосолей серебра, сурьмы, висмута, свинца. Появляются сульфостаннаты. Собственно сульфиды в различных месторождениях меняют набор минералов, поэтому обобщенный список их может быть представлен следующими минералами: пирит, пирротин, халькопирит, буланжерит, джемсонит, сфалерит, пираргирит, галенит, станнин и др.

Усложнение парагенезисов иногда происходит за счет наложения различных типов минеральных ассоциаций в одну из поздних стадий рудообразования, а может быть, совершенно оторванную от главной стадии формирования рудных тел. Примером может служить одно из осмотренных мною ме-

сторождений на Тасмании, описанное В. Л. Барсуковым [1972]. Это стратиформная залежь колчеданных руд с наложенной более поздней оловянной минерализацией. С аналогичным случаем мы сталкиваемся и на месторождении Сулливан (Канада).

С учетом изложенного представляется, что обычное широко используемое название формации – «касситерит-сульфидная» – должно быть уточнено: поскольку в подобных месторождениях, как правило, присутствуют сульфосоли, формация должна называться «касситерит-сульфидно-сульфосолевая».

Россыпеобразующая роль оловорудных формаций

Россыпеобразующая роль различных формаций оловорудных месторождений как коренных источников россыпей неодинакова; она обуславливается множеством факторов, среди которых одним из основных является формационная принадлежность коренных источников. Именно она определяет крупность выделений в рудах касситерита и наличие в нем тех или иных примесей, влияющих на физические и химические свойства минерала. Формационной принадлежностью определяется и характер вмещающих пород, кислотно-щелочные условия выветривания рудных месторождений, от которых зависит место высвобождения касситерита, а следовательно, и его миграционные условия. Эти факторы являются важными, даже если решающее влияние на процесс отбора рудного вещества оказывают тип литогенеза или физико-географические условия.

Для большинства плутоногенно-пегматитовых формаций касситеритовых месторождений характерны крупные выделения касситерита с хорошей кристаллической формой. Иногда касситерит таких месторождений содержит в качестве примесей небольшое количество циркония, ниобия и тантала. Такие свойства минерала позволяют ему сравнительно долго находиться в гипергенной среде и испытывать миграционные нагрузки, не подвергаясь быстрому разрушению. Однако роль этих формаций в накоплении общих запасов олова невелика, так как принадлежащие к ним месторождения не столь широко распространены, как другие (рис. 4.6).

Касситерит из месторождений касситерит-кварцевой формации обладает примерно аналогичными физическими и химическими свойствами, хотя выделения этого минерала в кварцевых рудах по размерам уступают касситериту из пегматитовых месторождений. Тем не менее значительное количество оловоносных россыпей связано именно с этой формацией.

Касситерит же из месторождений касситерит-сульфидной формации контрастно отличается тем, что обычно представлен мелкими агрегатами, кристаллы имеют игольчатую форму. Он включает в качестве изоморфных примесей марганец, ванадий, свинец, снижающие его химическую стойкость. Поэтому такой касситерит менее устойчив и легче разрушается в ходе развития миграционных процессов, он легко шламуеться и быстро мигрирует без существенных концентраций на дальние расстояния.

Выделения касситерита волластонитовой, пироксен-турмалиновой и хлорит-актинолитовой формаций иногда достигают значительных размеров,

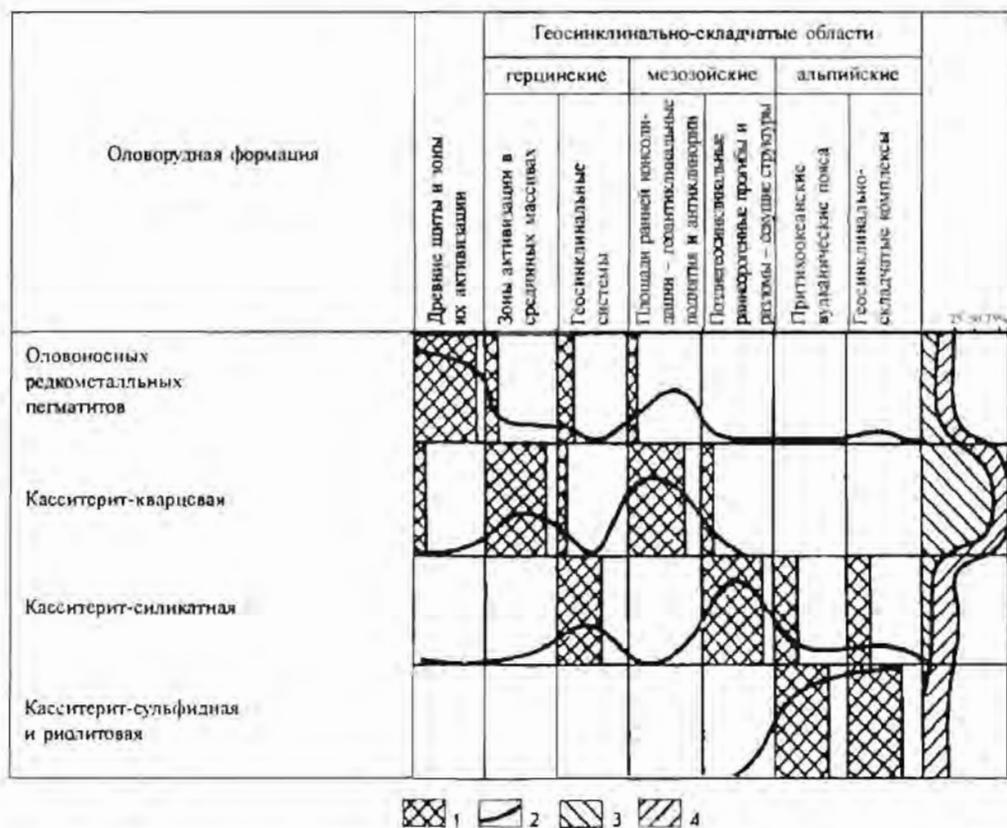


Рис. 4.6. Соотношение различных оловорудных формаций в крупных геоструктурах [Геология оловянных россыпей..., 1979, с. 160]; 1 - распространенность оруденения; 2 - относительное значение в оловодобыче; 3 и 4 - доля соответственно россыпей и коренных месторождений в мировой оловодобыче

но по совокупности признаков месторождения этих формаций не дают крупных россыпей, их роль в оловодобыче сейчас невелика, хотя имеются районы, где представители этих формаций сопровождаются значительными россыпями, например в Малайзии.

Месторождения вулканогенных и плутоногенно-вулканогенных формаций, а среди них касситерит-сульфидно-сульфосолевые объекты, играя исключительно большую роль в оловодобыче, тем не менее почти не дают россыпей. Касситерит в месторождениях сульфидно-сульфосолевой формации всегда очень мелкий, из-за примесей легко шламуется, поэтому в россыпях не накапливается, а рассеивается в ходе развития литогенеза.

Как уже отмечалось, многие россыпи касситерита являются комплексными и содержат в своем составе золото, магнетит, колумбит, ильменорутит, ильменит, рутил, брукит, анатаз, вольфрамит, циркон, монацит, пироп, ксенотим и др. Нередко россыпи содержат даже сульфиды, что особенно характерно для перигляциального пояса (Северо-Восток России, Аляска), однако

и в гумидном поясе, вопреки весьма популярным представлениям о неспособности сульфидов накапливаться в его россыпях, они в крупных агрегатах, покрываясь лимонитовой оболочкой, консервируются и не подвергаются полному химическому разложению. Подобных сульфидов в малайзийских россыпях обычно скапливается очень много; мне приходилось встречать обломки пирита, арсенопирита, пирротина, покрытые лимонитовой рубашкой.

Из приведенного состава минералов, встречающихся или накапливающихся вместе с касситеритом в оловоносных россыпях, совершенно очевидна правомерность выбора в качестве объекта рассмотрения именно оловорудных месторождений. Сделанные по результатам их анализа выводы справедливы и для россыпей других минералов, обладающих близкими миграционными свойствами, хотя характер коренных источников многих из них существенно отличается от оловянных. Многие из указанных минералов нередко накапливаются в россыпях из рассеянных коренных источников, не образующих промышленных рудных месторождений, но поставляющих громадные массы рудного вещества в россыпи, например циркон, ильменит, рутил и др.

4.4. Титаноносные формации

Общая характеристика

В настоящее время россыпи титансодержащих минералов являются основным источником получения титана, значение которого обусловлено стремительным ростом его потребления из-за исключительной роли в развитии современного научно-технического прогресса. С тех пор как титан стал широко использоваться в различных отраслях промышленности, спрос на него на международном рынке, вероятно, никогда не удовлетворялся², несмотря на фантастический рост производства этого металла в мире. В самом деле, в 1948 г. в мире было получено около 5 т титана, в последующие семь лет его производство возросло до 2,5 тыс. т в год, к концу пятидесятых годов получено более 20 тыс. т, а в 1975 г. – 50 тыс. т; в начале восьмидесятых годов производство металлического титана достигло 200 тыс. т. В 1996 г. его добывалось уже 8 млн т. К началу нового тысячелетия эта цифра не претерпела существенного изменения.

Достаточно заметить, что только среди конструкционных материалов титан занимает сейчас четвертое место после железа, алюминия и магния. По-видимому, в связи с этим, а также учитывая рыночный дефицит титана, Межведомственная венгерская комиссия по редким элементам, например, отнесла его вместе с другими металлами высокой температуры плавления (ванадий, молибден, рений, цирконий, гафний, ниобий, тантал и т. д.) к редким, хотя распространенность титана в земной коре (кларк 0,57) значительно превышает предел кларка (0,02), ниже которого с общепринятых позиций элементы относятся к группе редких.

² США в октябре 1981 г. объявили о продаже 1995 т дефицитного серебра, чтобы на вырученные деньги закупить титан и кобальт.

Миграционная способность и гипергенная устойчивость титансодержащих россыпеобразующих минералов (см. разд. 1) близки к аналогичным свойствам касситерита, но не могут быть полностью отождествлены с ними из-за более низкой плотности (4–5 против 7 г/см³ у касситерита). Это определяет и более высокую константу гипергенной устойчивости касситерита, равную 1,65, тогда как для типичных россыпеобразующих минералов титана (ильменит–рутил–брукит–анатаз) она колеблется в пределах от 1,41 до 1,33. Однако главное различие между касситеритом и титансодержащими минералами состоит в существенной разнородности их коренных источников, что связано с химическими свойствами, формирующими геохимическое поведение этих элементов в земной коре.

Титан вместе с оловом находится в IV группе периодической системы Д. И. Менделеева, но в отличие от него является легким, тугоплавким и устойчивым к коррозионным процессам металлом. Пять его стабильных изотопов с массовыми числами от 46 до 50 дают среднее 47,45. Титан принадлежит к *d*-элементам и занимает место в четвертом периоде, тогда как олово относится к *p*-элементам пятого периода. Этим обусловлены те специфические химические и, следовательно, геохимические свойства титана, которые отличают его от олова. Я бы даже сказал, что разница между ними более существенна, чем между касситеритом и имеющими наибольшее распространение и промышленное значение природными титансодержащими минералами. Свои геохимические черты титан проявляет в иной, чем олово, геологической ситуации, поэтому его коренные источники занимают и другую структурную позицию в земной коре, что приводит к формированию типов россыпей, менее характерных для касситерита.

Сложная геохимия титана обусловлена его местом в периодической системе Менделеева, которое, играя матричную роль, определяет его силовые характеристики, сложно связанные с аналогичными параметрами соседних элементов и функционально от них зависящие. К этим характеристикам относятся размер атомов и ионов, расплывчатость (рыхлость) внешних квантовых границ атомов, закономерности изменений орбитальных радиусов, потенциал ионизации и сродство атома к электрону. По нарастающему потенциалу ионизации титан стоит за скандием и калием, обладая почти полуторным по отношению к калию значением первого потенциала ионизации: электросродство является минимальным, уступая в этом отношении лишь подобному показателю калия. Для титана характерны α -модификация, существующая в гексагональной плотно упакованной решетке при температуре ниже 882,5°C, и β -модификация с кубической объемно-центрированной решеткой, которая сменяет α -модификацию при температуре 882,5°C. Титан, так же как ниобий и хром, часто совместно присутствующие в рудных месторождениях, являющихся коренными источниками россыпей главнейших его минералов, дает полновалентные катионы, хотя такая его особенность распространяется не только на типичные россыпеобразующие рудные формации. Как известно, эти элементы дают комплексные анионы типа Ti_3^{2-} , NbO_3 , CrO_4^{2-} . Среди *d*-элементов титан относится к полновалентным катионам и проявляет амфотерные свойства. Вероятно, по этой причине, как отмечает

А. А. Годовиков [1981, с. 77], титан вместе с ниобием (лопарит, приорит и др.) в природных условиях представляет классический пример гетеровалентного изоморфизма (конфигурация внешних электронных орбит атомов $3d^24s^2$; энергия ионизации (в эВ): $Ti^0-Ti^+-Ti^{2+}-Ti^{4+}$ – составляет соответственно 6,82–13,57–26,47–43,0). Титан, изменяя валентность от 2 до 4, дает длинный ряд соединений с кислородом – TiO , Ti_2O_3 , TiO_2 , оксидов промежуточного состава – Ti_3O_5 , Ti_4O_7 , Ti_5O_9 и др. Интересно отметить, что если TiO_2 обладает амфотерными свойствами, то окислы низших валентностей отличаются основностью.

Весьма широк спектр соединений титана с углеродом, бором, кремнием, скандием, азотом и водородом. В некоторых титансодержащих минералах (таких как рутил, анатаз, брукит, ильменит, перовскит, лопарит, сфен и др.) присутствуют в качестве примесей Fe, Nb, Ta, Sn, Cr, Mo, Pb, Mg, V, Al, Zr, La, Ca, Sr, K, Cs, Na, S, причем изменение содержания примесей зависит от величины относительной основности катионов. Интересна изоморфная смесь в ряду ильменит–гематит ($FeTiO_3-Fe_2O_3$), встречающаяся в высокотемпературных выделениях, например титаномагнетит в базальтах. По мере понижения температуры смесь равномерно и направленно распадается на ильменит и гематит. Полная корреляция этого разделения с температурой позволяет использовать продукты распада в качестве термометра магматического процесса.

Если, по Д. И. Менделееву, только периодическим законом такие элементы, как Si, Sn, Pb, сближены в одну общую группу (IV) из нечетных рядов [Менделеев, 1947, с. 165], то тот же закон по типу сродства к O, H, C, N, Al, Cl, а также к Si свел стронций, торий и титан, дающие аналогичные соединения с этими элементами, в которых иногда участвуют калий и натрий.

Распределение титана в породах различной формационной принадлежности

В изменяющихся кислотно-щелочных условиях геохимических процессов или при рудообразовании амфотерные свойства у титана проявляются значительно сильнее, чем у золота – классического россыпеобразующего минерала. Поэтому представляется важным рассмотреть распределение титана на кларковых уровнях в различных породах в связи с вещественным составом внутренних сфер планеты, включая и земную кору. Правда, такая связь скорее может трактоваться как гипотетическая, устанавливаемая по косвенным данным, так как мы слишком мало знаем о глубинных зонах, включая верхнюю мантию, поэтому еще недостаточно изучена и геохимия элемента. Кроме того, изучение этих вопросов осложняется и сильной гетеровалентностью титана, его амфотерностью. Наконец, исследование этого «странного» элемента началось, по существу, только с 1925 г., когда другие россыпеобразующие минералы, в том числе из группы благородных металлов, уже составляли фундамент учения о россыпях. Этот факт тем более поразителен, что те и другие относятся к *d*-элементам. Любопытная ситуация выявляется и при изучении соседей титана из ближайших клеток периодической системы Д. И. Менделеева, также относящихся к *d*-элементам. Это скандий, ванадий,

хром, марганец, железо – четвертый ряд; цирконий, ниобий, молибден – пятый ряд; гафний, лантан, тантал, вольфрам – шестой ряд. Обладая сильно выраженными амфотерными свойствами и гетеровалентностью, титан имеет значительно большие, чем другие элементы, дающие россыпеобразующие минералы, возможности для выбора партнеров по кристаллизации в магматическом и гидротермальном процессе, а также для образования сложных комплексов при переносе рудного вещества из зоны генерации к месту разгрузки. Однако именно эти сильные свойства титана и сужают выбор им типа магматизма, в ходе развития которого наблюдается преимущественная концентрация титана в основных породах.

Кларки титана (средние данные) в изверженных породах земной коры по материалам различных авторов³ следующие: в ультраосновных – 0,37, в основных – 0,91, в средних – 0,54, в кислых – 0,21.

Однако истинная величина количества титана в земной коре может быть определена не просто из кларковых значений, которые сами по себе, разумеется, важны, но с обязательным учетом распространения главных типов пород. Эти данные хорошо иллюстрирует распространенность магматических пород [Кропоткин, 1941, с. 47]:

Тип пород	Содержание SiO ₂ , %	Относительная распространенность, %
Ультраосновные	37–44	1
Основные	45–55	40
Средние	56–61	9
Умеренно кислые	62–67	8
Кислые	68–75	41
Ультракислые	76–80	1

Из приведенных данных видно, что самый высокий кларк титана приходится на основные породы, наименьший – на кислые. Заметную роль в концентрации этого элемента (0,54) играют и породы средней основности, но в силу их незначительной распространенности в балансе запасов титана они не имеют значения. Следовательно, главная масса титана связана с основными породами, среди которых и находятся его наиболее крупные месторождения. По-видимому, еще большую роль основные породы играют в формировании россыпей титансодержащих минералов, о чем свидетельствуют графики (рис. 4.7 и 4.8) из работы И. И. Абрамовича и Е. Б. Высокоостровской [1963, с. 312].

Содержание титана, как показано на рис. 4,7, в интрузиях и эффузивных породах известково-щелочной серии изменчиво, но в тех и других наибольшие пики приходится примерно на интервал пород с 45–55%-ным содержанием кремнекислоты. Это соответствует именно основным сериям, которые и

³ В разных работах значения кларков титана неодинаковы, поэтому мною было взято среднее из величин, приведенных семью авторами, выводившими этот показатель в целом для земной коры.

являются носителями минералов титана. Аналогичная картина вскрывается и при рассмотрении графиков распределения титана в породах, являющихся производными разных магм: гипербазитовые и гранитоидные формации занимают в поле распределения титана положение, соответствующее его минимальным концентрациям.

Важной проблемой является распределение титана в plutонических и вулканогенных формациях. Этот вопрос связан с распространенностью главных типов пород, которая контролируется вязкостью кислых (гранитоидные магмы) и основных (базальтоидные и габброидные магмы) расплавов, изменяющейся непропорционально изменению содержания летучих. Иными словами, подвижность кислых магм при дегазации или обезвоживании резко убывает, тогда как в базальтоидных расплавах она сохраняется или изменяется медленно. Этим и объясняются относительные различия распространенности кислых и основных интрузий. Кислые магмы в указанных условиях, резко набирая вязкость, остаются во внутренних слоях земной коры в виде интрузий, давая лишь небольшую часть кислых лавовых покровов, нередко в виде игнимбритов, излившихся из близповерхностной зоны, в которую внедрились гранитоидные магмы. В то же время основные магмы, сохраняя подвижность, выходят на поверхность, образуя трапповые формации, базальтоидные или андезитовые покровы (рис. 4.9). Не вдаваясь в детальный разбор физико-химической сущности магматических титаноносных расплавов, замечу лишь, вслед за В. П. Ковалевым [1980, с. 197] и другими исследователями, что они несомненно представляют собой ионно-молекулярную жидкость, в составе которой различаются элементарные катионы, разнообразные анионные комплексы и ассоциации, а также молекулы, где вода и кремнекислота являются сильнейшими диэлектриками, ионизирующими компоненты расплава. Можно утверждать, что именно этим свойствам обязаны явления ликвационной расслоенности основных магм. Полосчатая текстура некоторых крупных габброидных массивов, сочетающих такие породы, как дуниты, гарцбургиты, нориты, пироксениты, габбро, анортозиты, граниты и др., присутствующие в одних и тех же плутонах, характеризуется титаномангнетитовой, ильменитовой, хромитовой, платиново-металльной и другой минерализацией (см. рис. 4.10). Согласно господствующим представлениям, основные магмы — это производные мантийных выплавов. Следовательно, титановая рудоносность гене-

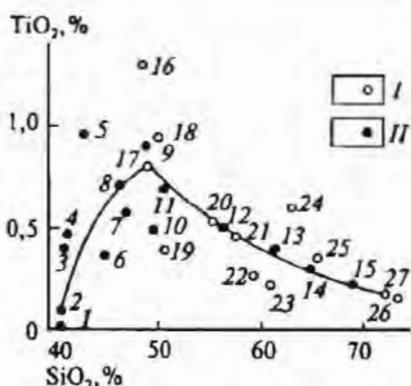


Рис. 4.7. Содержание титана в известково-щелочной серии пород:

1 — интрузивные породы: 1 — дунит, 2 — гарцбургит, 3 — амфиболовый перидотит, 4 — пикрит, 5 — горнблендит, 6 — верлит, 7 — диаллагит, 8 — оливиновое габбро, 9 — оливиновый норит, 10 — габбро без оливина, 11 — норит без оливина, 12 — бескварцевый диорит, 13, 14 — гранодиорит, 15 — щелочноземельный гранит, 16 — эффузивные породы: 16 — плато-базальт, 17 — все базальты, 18 — долерит, 19 — мелафир, 20 — кварцевый базальт, 21 — авгитовый андезит, 22 — андезит, 23 — роговообманковый андезит, 24 — слюдяной андезит, 25 — дацит, 26 — кварцевый порфир, 27 — риолит

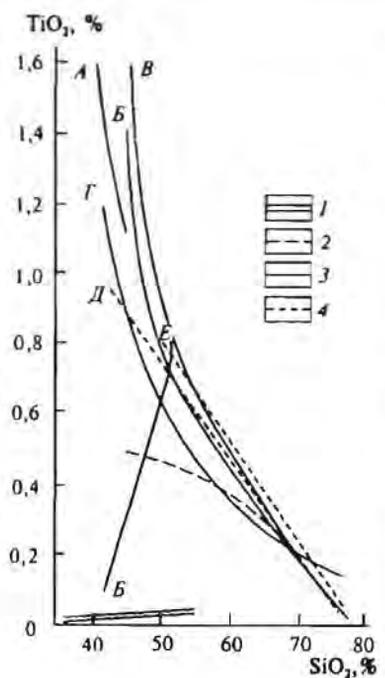


Рис. 4.8. Содержание титана в породах — производных различных магм: 1 — перidotитовой (гипербазитовая формация); 2 — базальтовой (формации: А — трапповая, Б — андезит-дацитовая, В — габбро-диорит-сиенитовая группа, Г — порфиритовая и спилито-кератофировая); 3 — гибридной базальтовой (габбро-плаггиогранитная формация); 4 — гранитной (формации гранитоидов: Д — средних глубин, Е — малых глубин)

одной стороны, его силикатофильность, а с другой — положение в группе элементов, для которых естественной формой проявления служат оксиды. Отсюда и прямая зависимость минералов титана от содержания кислорода в минералогенерирующих сферах Земли.

Как известно, простейшие соединения с кислородом образуют более 40 элементов, которые дают до 17% общей массы свободных оксидов в литосфере (без гидро- и атмосферы). Из этого числа на долю кремния (кларк 27,99) приходится 12,6%, алюминия (кларк 8,07) — 7,6%, железа (кларк 6,64) — 3,9%. За ними следуют еще три элемента: титан (кларк 0,49), марганец (кларк 0,09) и хром (кларк 0,01). Таким образом, титан (кстати, относящийся по непонятным причинам к редким элементам, тогда как Mn и Cr с более низкими кларками не являются ими) вместе с кислородом попадает в ту ассоциацию элементов, которая дает наибольшее количество свободных ок-

рируется в верхней мантии; указанная закономерность позволяет говорить о том, что основные породы должны быть главными носителями титана. Поэтому и среди основных интрузий, преимущественно габброидов, присутствуют наиболее интересные рудные объекты, что не снижает и их россыпеобразующей роли.

Титан вместе со Sc, в сущности, начинается в верхнем ряду четвертого периода *d*-элементы, которые меняют по сравнению с Ca, расположенным слева от Sc, электронную оболочку ($4s^2 \rightarrow 3d^1 4s^2 \rightarrow 3d^2 4s^2$). Это представляет его положение в периодической системе Д. И. Менделеева, дополняющееся окружением, среди которого на минералообразующие характеристики решающее влияние оказывают соседи: сверху Si, O, справа V, Cr, Vn, Fe и снизу триада *d*-элементов Y, Zr, Nb. Поэтому не случайно среди 154 известных в настоящее время природных минералов титана к силикатам относится 72, к простым и сложным оксидам — 55 (вместе с гидроксидами 65), на долю остальных (фосфаты и др.) приходится около 20 минеральных видов.

Уникальность химических свойств, которые определяются окружением титана *s-p-d*-элементами, в значительной степени усиливается его амфотерностью; в поле элементов, обладающих способностью в зависимости от условий минералообразующей среды проявлять то свои щелочные характеристики, то кислотные, титан занимает центральное место. По-видимому, все это и определило, с

сидов, причем в образовании его соединений принимают участие элементы с 6-й координацией, а в группе, например, таких россыпеобразующих минералов, которыми являются фергусонит, пирохлор и отчасти перовскит, – щелочи и редкоземельные элементы. И это оправдывается стартовым положением титана в семействе *d*-элементов, его окружением в периодической системе Д. И. Менделеева, амфотерными свойствами, большой изоморфной емкостью.

В свете изложенных представлений и на основании большого количества фактического материала по титановой минерализации в различных по формационной принадлежности породах можно выделить следующие группы формаций коренных источников россыпей титаносодержащих минералов или рудных месторождений и рудопроявлений:

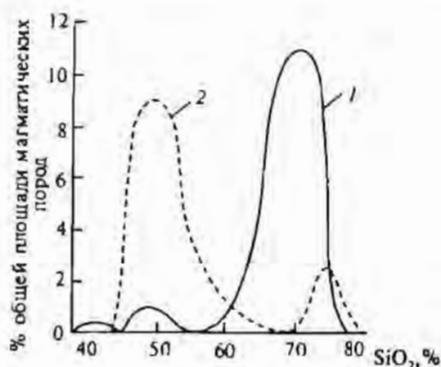


Рис. 49. Относительная распространенность изверженных горных пород с различным содержанием кремнекислоты (по площади распространения на континентах) [Соловьев, 1952]. Породы: 1 – интрузивные, 2 – эффузивные

Группа месторождений	Формация
Метаморфогенные	Титаномагнетит-ильменит-магнетитовая Рутил-пироксеновая Ильменит-пироксеновая Сфен-амфиболовая
Плутоногенные	Титаномагнетит-ильменитовая Титаномагнетит-ильменит-апатитовая Титаномагнетит-ильменит-ванадиевая Титаномагнетит-ильменит-хромитовая Ильменит-пироксен-марганцевая Магнетит-ильменит-рутиловая
Вулканогенные	Магнетит-ильменитовая

Метаморфогенные месторождения и рудопроявления

Среди метаморфических комплексов привлекательны с точки зрения титаноносности породы высокой степени метаморфизма – гранулитовой (двупироксеновые гнейсы) и амфиболитовой (мусковит-ставролитовые сланцы) фаций. Как было показано в соответствующем разделе книги, золото, напротив, ассоциирует лишь с породами низкой степени метаморфизма – зеленосланцевой фации. В породах, подвергшихся изменению до гранулитовой фации, присутствуют различные титаносодержащие минералы, распределяющиеся в зависимости от основности пород. Так, в кислых комплексах двупиро-

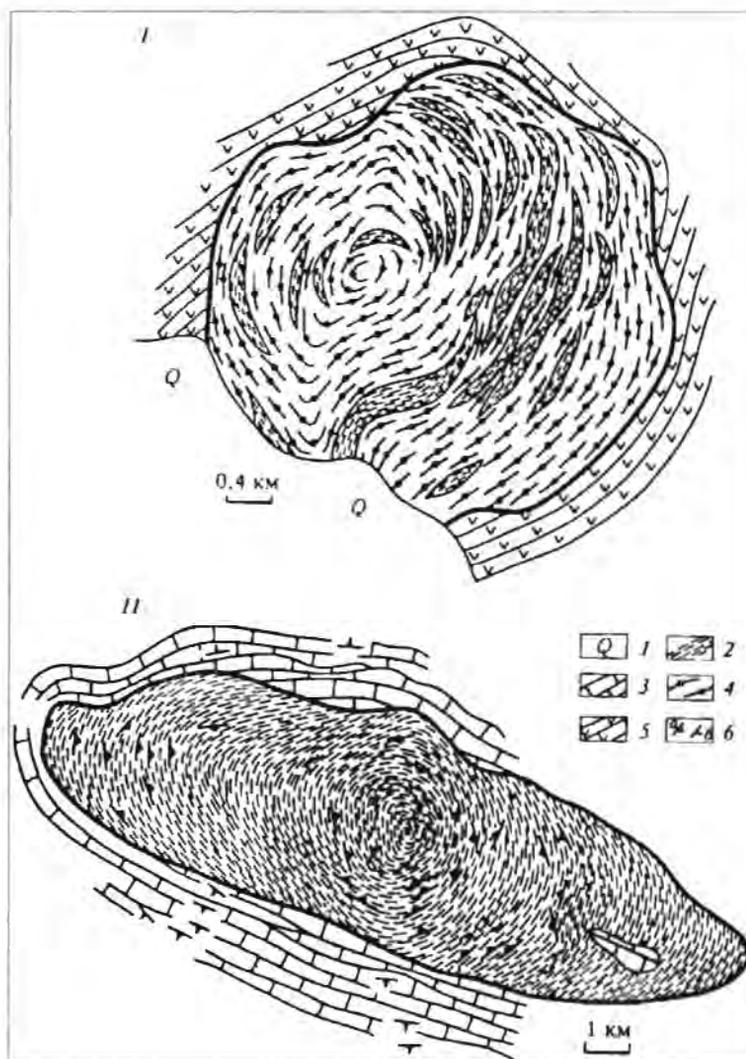


Рис. 4.10. Схема геологического строения Капатикского (I) и Демер-Тайгинского (II) габбро-норит-диоритовых массивов: 1 – четвертичные отложения; 2 и 3 – вмещающие толщи (преимущественно соответственно карбонатные и вулканогенные); 4 – габбро, оливиновые габбро, габбро-нориты и габбро-диориты; 5 – двупироксеновые и амфибол-пироксеновые диориты, 6 – элементы ориентировки трахитоидности (a) и слоистости (b)

ксеновых гнейсов преимущественно развивается рутил, тогда как в аналогичных породах, имеющих, однако, тенденцию к большей основности, почти исключительно встречается ильменит. Для амфиболитовой фации также характерны титансодержащие минералы, но при почти полном исчезновении ильменита и уменьшении количества рутила появляется сфен, нередко выступающий в качестве единственного или по крайней мере преобладающего минерала титана. С учетом минеральных ассоциаций и породообразующего

комплекса в зонах развития метаморфизма можно выделить следующие титаноносные формации: титаномагнетит-ильменит-магнетитовую, рутил-пироксеновую, ильменит-пироксеновую и сфен-амфиболовую.

Титаномагнетит-ильменит-магнетитовая формация довольно широко распространена в различных древних зонах планеты, где развиты габброидные породы, подвергшиеся региональному метаморфизму до гранулитовой и амфиболитовой фаций. Глубокая переработка пород, фиксируемая в изменениях минеральных ассоциаций, обычно протекает в два этапа: прогрессивный и регрессивный.

В прогрессивную стадию метаморфизма происходят глубокие структурные изменения габброидных пород, сопровождающиеся перераспределением элементов между минералами и сменой парагенезисов минералов (например, оливин заменяется шпинелью, форстерит-анортитовая пара – эпидот-диопсид-шпинелевой триадой). При температурах около 1000°C ильменит-магнетитовые ассоциации подвергаются перекристаллизации и вместо отдельных выделений титаносодержащих минералов образуются линзы, ленты, четковидные полосы, т. е. идет формирование существенно рудных тел.

Регрессивный метаморфизм сопровождается амфиболитизацией основного и среднего плагиоклаза с одновременным растворением магнетита, отдающего железо в решетку широко развивающейся роговой обманки. Процесс перехода железа, как отмечает А. М. Дымкин [Дымкин и др., 1979, с. 176], из оксидной формы в силикатную является отличительной особенностью регрессивной стадии регионального метаморфизма габброидных титаносодержащих пород. Возникает таким образом новая ассоциация минералов – эпидот-альбит-актинолит-хлорит-серицитовая.

К рассматриваемой титаноносной формации следует отнести месторождения титаномагнетитовых с ильменитом руд, связанных с глубокой переработкой региональным метаморфизмом габброидов, образующих Кореличскую зону (Белоруссия), описанную А. М. Дымкиным и другими исследователями [1979, с. 126-176], видимо, протерозойского возраста. Массивы зоны приурочены к Коренской грабен-синклинальной структуре, отличаются слоистостью (полосчатой текстурой), выраженной чередованием пироксенитов, оливиновых габбро, габбро-норитов и габбро, включающих титаномагнетит-ильменитовую вкрапленность или различной формы рудные тела, сложенные этими минералами с прибавлением магнетита. Габброидные породы, вмещающие рудные месторождения титана (Новосельковское, Долгиновское, Южное, Кольчицкое, Щорсовское, Большекупинское), представляют собой метаморфизованные до гранулитовой и амфиболитовой фации массивы, в них руды образуют линзы, полосы или жилы. В их минеральном составе одно из ведущих мест принадлежит ильмениту. В месторождениях этой формации присутствуют как массивные руды, так и вкрапленные, но те и другие контролируются метаморфизованными габброидами и не выходят в столь же глубоко измененную метаморфизмом толщу, вмещающую интрузии. Подобная схема преобразования габброидных пород в ходе регионального метаморфизма до гранулитовой и амфиболитовой фации довольно типична для месторождений титаномагнетитовых руд и поэтому не требует иллюстрации другими примерами. Следует лишь отметить, что в некоторых случаях несложный

рудный комплекс этой формации существенно дополняется другими элементами, которые могут изменять формационную принадлежность рудных месторождений или рудопроявлений.

Рутил-пироксеновая, ильменит-пироксеновая и сфен-амфиболовая титаносодержащие формации отличаются от титаномагнетит-ильменит-магнетитовой тем, что они отражают преимущественно вкрапленную минерализацию, хотя нередко включают и самостоятельные рудные тела. Эти три формации часто рассматриваются как важные потенциальные источники титаносодержащих минералов для образования россыпей, т. е. как коренные их месторождения.

В качестве примера подобных образований, представляющих **рутил-пироксеновую формацию**, можно назвать метаморфизованные докембрийские толщи Голубого хребта (Северная Каролина, США). Здесь метаморфические толщи гранулитовой и амфиболитовой фаций возникли в результате регионального метаморфизма пелитовых пород. Изучавшие эти толщи Р. Голдшмидт и Е. Р. Форс указывают, что максимальное количество рутила, характеризующего рутил-пироксеновую формацию, связано с породами гранулитовой фации метаморфизма, хотя на отдельных участках он отмечается и в зоне амфиболитовой фации. Такие концентрации рутила оконтуриваются силлиманит-калишпатовой и гиперстеновой изоградами. Указанные породы служат источником рутила в рыхлом покрове и коре выветривания.

Примером **ильменит-пироксеновой формации** может служить кейвская метаморфическая серия (Украина). Здесь широко развит ильменит, который подвергся существенному изменению под воздействием внедрившихся в толщу габбро-амфиболитов, а возможно, при участии термальных растворов. Изменения минералов выразились в укрупнении кристаллов и обогащении танталом и ниобием. Понятно, что кейвские толщи, включающие рассеянные титаносодержащие минералы, среди которых ведущее место принадлежит ильмениту, не могут служить рудными месторождениями, они рассматриваются лишь в качестве коренного источника россыпей.

Многочисленные рудопроявления **сфен-амфиболовой формации**, связанные с породами амфиболитовой фации метаморфизма, не нуждаются в специальных примерах, тем более что эти комплексы не дают рудных месторождений при второстепенной их россыпеобразующей роли. Они представляют большой интерес как своеобразный генетический тип коренных месторождений титана.

Плутоногенные месторождения и рудопроявления

Плутонические серии основных и отчасти ультраосновных пород включают как рудопроявления, играющие роль потенциального источника титаносодержащих минералов для россыпей, так и объекты, которые используются в качестве рудных месторождений. Содержание титана, как было отмечено, повышается от ультраосновных к основным породам преимущественно габброидного состава, в этом же направлении изменяются и ассоциации титаносодержащих минералов. В ультраосновных породах титан обычно присутствует в виде изоморфной примеси в некоторых пороодообразующих феррических

минералах (титан-авгит, версугит и др.), поэтому сохраняется корреляция его концентраций с содержанием этих минералов и его более или менее равномерное распределение в массивах. В габброидах этих минералов меньше, и титан сосредоточивается (связывается) в существенно рудном комплексе (титаномагнетит, ильменит, рутил и др.). Рудные минералы местами достигают значительных концентраций, образуя мощные залежи, отдельные участки или линзы богатой руды. Очень часто комплекс рудных минералов усложняется повышенным содержанием в рудах фосфора, ванадия, хрома, реже меди, тантала, ниобия и других элементов, дающих самостоятельные минералы или входящих в титановые минералы в виде изоморфной примеси. В таких случаях, хотя формационная роль этих минералов и не вызывает сомнения, присутствие их в одних и тех же рудных плутонах, наряду с минералами титана, затрудняет отнесение месторождений или рудопроявлений к определенной формации. При этом правильность оценки зависит от определения того, ведущую либо второстепенную роль в рудообразующем процессе играли ванадий, хром, фосфор или танталониобаты.

Титаноносные формации плутоногенного ряда в пределах определенных типов изверженных пород сохраняют устойчивый минеральный состав и соотношения элементов-примесей. Стабильные условия их формирования в том или ином тектоно-магматическом цикле могут распространяться на целые провинции или обширные зоны. В этом отношении показательны районы Южной Африки, Канады, восточные районы России; примером может служить центральная часть Финляндии, где оконтуривается Ботническо-Ладожский рудный пояс; его восточная часть образует две обособленные зоны: Северо-Западную и Роасварскую. Северо-Западная зона в литературе иногда возводится в ранг рудной провинции с мощным железо-титан-ванадиевым оруденением, Роасварская зона обладает аналогичным профилем минерализации. Титановое оруденение подобных масштабов, связанное с проявлением основного магматизма плутонических фаций, нередко является превосходной базой для формирования россыпей титаносодержащих минералов.

С учетом природного распределения титана в основных породах плутонической фации можно выделить следующие титаноносные формации: титаномагнетит-ильменитовую, титаномагнетит-ильменит-апатитовую, титаномагнетит-ильменит-ванадиевую, титаномагнетит-ильменит-хромитовую, ильменит-пироксен-марганцевую, магнетит-ильменит-рутиловую.

Титаномагнетит-ильменитовая формация широко распространена в связи с габброидными интрузиями докембрийских (архейских, протерозойских) складчатых структур; они приурочены преимущественно к краевым частям древних щитов или выступов платформ. Крупные промышленные месторождения этой формации связываются с габбро-норитовыми с отчетливо выраженной полосчатой текстурой массивами, реже с более основными плутонами. Главными титаносодержащими минералами этой формации являются титаномагнетит и ильменит, а в подвергшихся метаморфизму – рутил и анатаз. Содержание рудных минералов изменяется в очень широких пределах, минерализация образует вкрапленные или массивные руды, слагающие тела различной формы. Вместе с железом и титаном иногда в массивных рудах присутствуют ванадий, никель, цирконий, хром.

Месторождения титаномагнетит-ильменитовой формации хорошо иллюстрирует Байкало-Муйский интрузивный пояс, который представляет часть крупной титаноносной зоны, с юга окаймляющей Сибирскую платформу. Этот пояс с титаномагнетитовым с ильменитом оруденением включает габбро-плагиограниты, габбро-перидотитовые или габбро-анортзитовые интрузии, по сумме признаков сходные с магматическими комплексами Восточного Саяна и Урала (Кусинско-Копанский пояс).

В Байкало-Муйском титаноносном интрузивном поясе Э. Г. Конников [1977] выделил «собственно магматические с высокотитанистым (10–16%) и метасоматические с низкотитанистым (до 10% TiO_2) магнетитом» породы. Он отмечает, что «метаморфизм этих пород происходил в условиях, отвечающих границе эпидот-амфиболовой фации. Титаномагнетит и ильменит под влиянием метаморфизма подвержены перекристаллизации, очищаются от продуктов распада твердых растворов и посторонних примесей, ильменит замещается рутилом, анатазом, титаномагнетит – хлоритом и амфиболом». Таким образом, «эндоконтактные зоны массивов также представляют интерес для поисков титановой минерализации и апатита. Зоны наложенного высокотемпературного метаморфизма габброидов могут оказаться перспективными на обнаружение высококачественных рутил-ильменитовых руд» [там же, с. 105].

Ряд очень крупных месторождений этой формации, протягивающихся более чем на 50 км, находится в районе оз. Аллард (Канада). Они связаны с докембрийским массивом анортзитового габбро. Рудные залежи содержат более 70% ильменита и до 20% гематита. К подобным примерам, правда с некоторой натяжкой, могут быть отнесены Коростенский и Корсунь-Миргородский (Украина) плутоны габброидных пород. В их рудных парагенезисах основную роль играют титаномагнетит и ильменит и сопутствующие им элементы-примеси: скандий, ванадий, хром, марганец, кобальт, тантал и ниобий. В этом массиве Л. Ф. Борисенко с соавторами [1980, с. 27–36] выделяет в качестве самостоятельных типов апатит-титаномагнетит-ильменитовые руды, которые из-за быстрой смены состава нельзя возвести в ранг формационной принадлежности.

Титаномагнетит-ильменит-apatитовая формация хорошо прослеживается на габброидном массиве Осередок [Дифференцированные габбровые интрузии..., 1973, с. 87–111], расположенном в Кизир-Казырском междуречье северо-западной части Восточного Саяна. Это концентрически-зонально расчлененный массив, с ритмично чередующимися меланократовыми породами. На фоне резкого преобладания габбро встречаются его оливиновые разности, в которые включены прослои и пластовые или линзовидные тела ультраосновных пород. Темноцветные компоненты представлены преимущественно оливином и клинопироксенами, присутствуют также гиперстен, биотит, бурая роговая обманка. Клинопироксены отличаются интенсивным бурым цветом, обусловленным их относительно высокой титаноносностью. Рудная ассоциация включает титаномагнетит, ильменит и апатит. Содержание диоксида титана колеблется от 1 до 5,5%, суммарное содержание титаномагнетита и ильменита составляет 2–3%, но иногда достигает 15% и более, апатита – около 10%.

Титаномагнетит-ильменит-ванадиевая формация характеризуется постоянным присутствием ванадия в виде изоморфной примеси в титаносодержа-

щих минералах собственно рудного комплекса. Широкий изоморфизм ванадия в титановых минералах закономерен, ибо ванадий хотя и относится к V группе элементов периодической системы Д. И. Менделеева, но, как и титан, имеет кубическую объемно центрированную решетку. Ванадий дает соединения с кислородом, отвечающие валентности 2, 3, 4, 5, а его оксиды VO и V_2O_3 , имея основной характер (V_2O_5 – кислотный, VO_2 – амфотерный), при температуре выше $882,5^\circ C$ легко образуют с титаном изоморфные смеси. В титаномагнетите этой формации содержание титана достигает 9%, в магнитомагнетите – 1,5%, в магнетите – 0,5%, в рутиле – до 1%.

Рудные месторождения и рудопроявления формации широко распространены. Показателен, например, ванадийсодержащий титаномагнетитовый комплекс Барраби (Западная Австралия), связанный с анортозитовым габбро. Здесь в парагенетической ассоциации присутствуют в промышленных концентрациях титаномагнетит, гетит, мартит, магнетит, рутил, лейкоксенизированный ильменит или лейкоксен, а также в небольших количествах ульвошпинель. Почти все титаносодержащие минералы обогащены ванадием и используются как комплексные руды для получения железа, титана и ванадия. Близкие по составу месторождения встречаются в Финляндии, России, США, Африке.

Титаномагнетит-ильменит-хромитовая формация встречается в ряде докембрийских структур Африки, Америки, Европы и Азии. Материнские для нее плутоны Ю. А. Кузнецов [1964, с. 335–375] выделил в особый тип магматических формаций древних платформ; среди них дифференцированные габбровые и норитовые интрузии выделяются генетической с ними связью сульфидных медно-никелевых с платиной (Сёдбери), титаномагнетитовых и хромитовых с платиноидами (Бушвельдский комплекс) магматических месторождений. Именно эта формация служит одним из наиболее крупных источников титана в мире. Яркий ее представитель – Бушвельдский сложнодифференцированный комплекс изверженных пород (Африка), протягивающийся на 650 км и являющийся самой большой в мире титаноносной провинцией. К основной (габброидной) части комплекса приурочено крупнейшее месторождение титана. Оно образовано «пластообразными» залежами или четко-видными короткими мощными линзами титаномагнетита и тонкими лентами хромита. Руда состоит из магнетита, ильменита, гематита и хромита; она содержит 50–60% железа, от 8 до 25% диоксида титана, местами десятые доли процента ванадия.

К этой формации может быть отнесено и месторождение Айрон-Маунтин (США), приуроченное к Колорадскому габбро-анортозитовому массиву. Рудная залежь прослеживается на 20 км, она состоит из титаномагнетита, ильменита, шпинели, оливина; содержит более 50% железа, около 30% диоксида титана, около 3% оксида хрома (III) и небольшое количество (доли процента) ванадия и циркония.

Ильменит-пироксен-марганцевая формация связана с пироксен-амфиболовыми габбро, обогащенными марганцем, образующим самостоятельные минералы или входящим в виде изоморфной примеси в собственно титановые минералы. Обычно в таких породах титан концентрируется в ильмените, но может присутствовать и в титаномагнетите, что в рассматриваемой фор-

магии бывает сравнительно редко. Содержат титан породообразующие пироксены и амфиболы, в которых он изоморфно замещает железо или марганец. Обогащенность марганцем сопровождается появлением феррогиперстена, пиррофанита и хегбомита. Принято считать, что, когда содержание марганца в подобных породах достигает 10%, образуются минералы непрерывного ряда, крайними членами которого являются ильменит $FeTiO_3$ и манганоильменит $MnTiO_3$.

Подобные описанным ассоциации титансодержащих минералов наблюдаются в габбро горы Шпичак близ Дешты (Словакия). Здесь пироксен-амфиболовое габбро состоит из андезит-лабрадорowego плагиоклаза, пироксенов и амфиболов; содержание ильменита с заметной примесью оксидов марганца достигает 9%, присутствуют и другие титансодержащие минералы.

Магнетит-ильменит-рутиловая формация образуется, вероятно, в двух случаях. На конечных стадиях кристаллизации габброидных расплавов, обедненных элементами-примесями, имеющими значение формационного признака (фосфор, ванадий, марганец, хром), при определенном термодинамическом и геохимическом потенциале наряду с магнетитом возникают ильменит и рутил. Второй вариант образования формации связан с существенной переработкой базитов (габброидов) и образованием за их счет метасоматитов. В ходе такого метасоматоза хотя и сохраняется первоначальный парагенезис основных магм: железо и титан, привносятся элементы, чуждые материнскому расплаву габброидной магмы. При этом конечной стадией переработки является преобразование титаномагнетитового комплекса в магнетит-ильменит-рутиловую ассоциацию по схеме: пирротин-магнетит-магнетит-ильменит-ильменит-рутил. Иными словами, метасоматит приобретает облик магнетит-ильменит-рутиловой формации, обогащенной поли- и редкими металлами, не свойственными основному магматизму.

Рудопроявлений рассматриваемой формации много. В качестве примера можно сослаться на редкометалльные апобазитовые метасоматиты Кольского полуострова [Леонова, 1979, с. 97-109].

Вулканогенные формации

Вулканогенные титаноносные формации не отличаются разнообразием и сводятся в основном к появлению магнетита, ильменита и некоторых сопутствующих им минералов в базальтах или андезитовых покровах. Коренные промышленные месторождения титановых минералов, связанные с вулканогенными породами, неизвестны, хотя россыпи за счет них образуются нередко. Это, видимо, объясняется тем, что титановая минерализация в вулканогенных формациях, нося рассеянный характер, не дает скоплений, как это бывает в ультраосновных, особенно основных (габброидных) интрузиях. Кроме того, в процессе остывания вулканитов размерность выделений титановых минералов существенно уступает плутоническим аналогам. С учетом всего этого достаточно обоснованно среди вулканогенных титаноносных формаций можно выделить лишь магнетит-ильменитовую.

Магнетит-ильменитовая формация встречается довольно часто в провинциях древней и современной вулканической деятельности, характеризующих-

ся образованием траппов или базальтовых покровов, отчасти андезитов. Концентрация титансодержащих минералов в этих породах носит рассеянный характер. За счет же разрушения больших масс нередко образуются значительные аллювиальные или литоральные россыпи. Одним из примеров данной формации могут служить андезитовые вулканиды в районе верхнего течения р. Муреш (Восточные Карпаты, Румыния). Здесь на площади более 350 км² обнажаются лавы андезитов и подстилающих их туфов неогенового возраста. В этих породах присутствуют небольшие концентрации магнетита и ильменита, иногда их содержание достигает 20%. В аллювиальных отложениях реки, размывающей эти породы, минералы содержатся в количествах, позволяющих проводить промышленную эксплуатацию долинных магнетит-ильменитовых россыпей. Другим примером могут служить вулканиды основного состава Камчатки и Курильских островов, выветривание которых сопровождается образованием литоральных титаномагнетитовых и ильменитовых промышленных россыпей.

Россыпеобразующая роль титаноносных формаций

При выяснении роли каждой из рассмотренных титаноносных формаций в образовании россыпей необходимо прежде всего обратить внимание на некоторое сходство этих формаций, вероятно, обусловленное общностью зоны, генерирующей магматический процесс. Появление титана на поверхности планеты в излившихся базальтоидных лавах или в основных и отчасти ультраосновных породах плутонических серий, внедрившихся в земную кору, — это эхо мантийных процессов, термодинамическое дыхание мантии, свидетельством чего служит устойчивость состава поставляемого во внешнюю оболочку Земли материала. Это особенно ярко проявляется при сопоставлении титаноносных формаций с россыпеобразующими формациями золота и олова, которым свойственна, при их полигенной природе, пестрота состава.

Рассмотренные фактические данные о россыпеобразующих титаноносных рудных формациях, геохимия титана, его минеральные формы, а также парагенетические ассоциации позволяют говорить о незначительном разбросе в свойствах и россыпеобразующей роли выделенных групп формаций: метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной. Еще менее выразительны различия между отдельными формациями, хотя каждая представлена неодинаковыми по содержанию рудного вещества россыпями, адекватно отражающими состав и количественные соотношения минералов коренных источников.

Метаморфические титаноносные породы, принадлежащие к россыпеобразующим формациям, сравнительно ограниченно распространены, возникают за счет основных или ультраосновных интрузий и базальтоидных, отчасти андезитовых, образований под воздействием регионального или гидротермального метаморфизма. Метаморфические преобразования титаноносных интрузий и базальтоидных покровов обычно сопровождаются изменением агрегатного состояния пород, укрупнением титансодержащих минералов, а также перераспределением титана между рудными и породообразующими минералами. Из таких минералов, как титан-авгит и других, титан уходит,

обогащая, например, ильменит или участвуя в постройке решетки рутила и т. д. Этот процесс сопровождается удалением некоторой части железа, что приводит к ильменитизации и рутилизации формаций. Под воздействием гидротермального метаморфизма происходит обогащение рудных минералов танталом, ниобием и другими редкими элементами, пристраивающими свои атомы в их решетки по типу изоморфного замещения других элементов.

Выведенные в гипергенную зону метаморфогенные формации оказываются вполне эффективными коренными источниками россыпей.

Группа плутоногенных формаций связана с хорошо раскристаллизованными дифференцированными интрузиями габбро, габбро-анортозитов, габбро-норитов, габбро-пироксенитов или более основных серий. Титансодержащие минералы в них местами образуют высокие концентрации и достаточно крупные выделения. Иначе говоря, все формации плутоногенного ряда с этих позиций могут быть отнесены к типичным россыпеобразующим месторождениям и рудопроявлениям. Большое количество россыпей титансодержащих минералов возникло, вероятно, именно за счет плутоногенных рудных формаций габброидного состава.

Несколько иную россыпеобразующую роль выполняют вулканогенные формации, что определяется условиями кристаллизации вещества излившихся на поверхность лав, часто отличавшихся криптокристаллической структурой. Естественно, что и минералы титана, даже если они раскристаллизовались в глубоких зонах магматического очага и представлены вкрапленниками, по размерности уступают кристаллам в интрузиях. При выветривании в зоне гипергенеза такие породы поставляют мелкокристаллический материал, легко поддающийся рассеиванию в ходе развития россыпеобразующего процесса и поэтому в относительно редких случаях по сравнению с распространенностью этих пород создающий значительные промышленные россыпные месторождения. Мелкозернистая форма выделений титансодержащих минералов снижает россыпеобразующую роль вулканогенных формаций, хотя имеют место случаи, когда именно из них возникают промышленные ильменитовые или комплексные россыпные месторождения (Камчатка, Курильские острова, Восточные Карпаты в Румынии).

Значительная часть россыпеобразующих титаноносных формаций характеризуется более или менее рассеянным распределением рудных минералов титана в метаморфических, плутонических и вулканических породах, которые нередко содержат обильную вкрапленность аксессуариев. Поэтому существенное значение имеет характер гипергенной переработки этих пород. Во всех случаях накопление в наиболее важных в промышленном отношении аллювиальных или литоральных месторождениях титансодержащих минералов связано с их концентрацией в процессе образования кор выветривания, т. е. с элювиальной стадией россыпеобразовательного процесса. Нередко коры выветривания титаноносных пород и выступают в качестве источников этих минералов при формировании аллювиальных и литоральных россыпей.

Гипергенное выветривание зависит не только от зоны, в которой оно развивается, но и от состава ее пород или рудных месторождений. Как следует из изложенного выше, основная масса титансодержащих минералов, образующих россыпи, связана с породами основного состава, в которых содержа-

ние SiO_2 колеблется в пределах 25 – 50%, Al_2O_3 – 12–15%, Fe (суммарного) – 2–5%. Кроме того, в зависимости от формационной принадлежности в них вместе с титаном могут присутствовать (до нескольких процентов) марганец, ванадий, хром, фосфор, а также щелочи. Понятно, что при таком составе освобождение россыпеобразующих минералов сводится, во-первых, к десилификации пород, видимо играющей ведущую роль; во-вторых, к удалению других элементов, за счет миграции которых продукты выветривания обогащаются минералами титана.

Оптимальные условия для развития подобных процессов создаются при формировании оксидных (латеритных) и каолиновых кор выветривания в гудинном поясе в тропической и субтропической зонах с влажным климатом. Протекающая в этих условиях до конца десилификация пород поддерживается высоким значением pH среды выветривания (5–6). По мере удаления кремнекислоты, щелочей, магния и кальция щелочность среды выветривания снижается до нейтральной или слабокислой, вследствие чего некоторая часть железа приобретает подвижность и удаляется в трехвалентной форме из зоны выветривания. После этого стабильно устанавливается слабокислая или нейтральная среда, что полностью исключает миграцию оставшейся части железа, Al_2O_3 и TiO_2 , которые и накапливаются в остаточной части продуктов выветривания.

Разделение минералов в зоне выветривания происходит в результате механической сортировки, т. е. в процессе перебива разложившихся коренных пород речными водами, или в прибрежной части морских водоемов, куда транспортируются титансодержащие минералы, поскольку они легкоподвижны и обладают, в соответствии со своей константой гипергенной устойчивости, физической и химической устойчивостью. При перебиве кор выветривания, сформировавшихся на титансодержащих массивах горных пород, в тропическом и субтропическом или умеренном влажном климате часто возникают крупные литоральные (см. рис. 11.1 и 11.2), реже аллювиальные россыпи ильменита, магнетита, рутила. Нередко здесь концентрируются также ильменит-колумбитовые, часто с касситеритом, сфеном и другими минералами, ассоциации. Таким образом формируются мономинеральные или комплексные титансодержащие россыпи.

4.5. Циркониевые и редкометалльные формации

Циркониевые формации

В предыдущем разделе было показано, что главными типами россыпеобразующих рудных формаций титана являются породы с пониженным содержанием кремнекислоты, которые в плутонических фациях представлены габбро-габбро-пироксенитовыми сериями и в некоторых случаях даже более основными членами этого ряда, а в эффузивных – базальтоидами. Рудные месторождения, связанные с этими породами, отличаются масштабностью, часто высокими концентрациями титана в компактных залежах и т. д., хотя нередко встречаются представители с вкрапленной минерализацией.

Коренные источники циркониевых минералов, напротив, представлены узкой группой весьма специфических пород, у которых ярко выражены агпаитные свойства, они выделяются резко повышенной щелочностью, причем этот признак распространяется как на гипабиссальные серии, так и на эффузивные их члены. Последовательность нарастания содержания циркония в plutонических породах — тому яркий пример. По данным Ю. Б. Марина [1976], в габбро-диоритах содержание циркония держится на уровне 70 г/т, в диорит-плагιοгранитах — 80 г/т, в гранодиоритах — 180 г/т, в гранитах — 219 г/т, аляскитах и литиевых гранитах — 230 г/т, в щелочных гранитах — 850 г/т. Метасоматические щелочные граниты, по данным Л. С. Бородина [1973, 1981] и других исследователей, содержат циркония до 3000 г/т, некоторые щелочные базальтоиды — 1210 г/т.

В качестве яркого примера щелочного тренда циркониевой минерализации можно назвать рудное поле на плато Покос де Калдас в Бразилии, где находится более 30 месторождений циркон-бадделейтовых с ураном гидротермальных рудных жил, размещенных в фойяитовых и фонолитовых породах массива эгириновых нефелиновых сиенитов. Минеральная ассоциация [Tolbert, 1966] включает бадделейт и циркон. Содержание диоксида циркония в рудных телах достигает 70%, а в возникших за счет них разного профиля корках выветривания и аллювиальных россыпях — до 90%. Запасы месторождения оцениваются в 2 млн т бадделейта. В Илимауссакском массиве агпаитовых нефелиновых сиенитов и сопутствующих им пегматитов (Гренландия) эвдиалит настолько мощно проявлен, что выступает здесь в виде породообразующего минерала красных какортокитов. Породообразующий циркониевый эвдиалит из какортокитов Гренландии содержит 0,83% Nb. В ловозерских агпаитовых нефелиновых сиенитах наряду с эвдиалитами присутствует и широко распространенный здесь ловозерит, также часто являющийся породообразующим; таким образом, в Ловозерском массиве парагенетическая ассоциация циркониевых минералов, включающая келдышит, выступает в виде парагенетической триады циркониевых минералов: эвдиалит-ловозерит-келдышит; иногда к ним добавляется редкий мезодиалит.

Цирконий относится к наиболее распространенному металлу из числа относимых к группе редких: его кларк равен 0,016. В эндогенных минералообразующих системах его поведение в значительной степени определяется позицией, которую он занимает в периодической системе элементов Д. И. Менделеева. В группе *d*-элементов с цирконием $Zr(4d^25s^2)$ соседствуют *d*-элементы: слева — $Y(4d^15s^2)$, справа — $Nb(4d^45s^1)$, сверху — $Ti(3d^24s^2)$, снизу — $Hf(5d^26s^2)$. В этом партнерстве, как нетрудно видеть, именно состоянием электронных оболочек элементов нормируется большинство их физико-химических параметров и особенно широкий изоморфизм. Правда, например, В. В. Иванов [1997], опираясь на различия в координациях Zr и Ti, полагает наличие у этих элементов неодинаковых структурных функций, в частности, в их изоморфных замещениях. В этом случае трудно объяснить широко распространенное присутствие двух этих элементов в большом количестве минералов, например в ринките, джонструните, мозандрите, титаноэल्पидите, лейкосфените, улигите, полимигните и др. Наконец, невероятную концентрацию циркония в астрофиллите вообще тогда нужно считать загадочной: $(K, Na, Ca)(Fe, Vn)_4(Ti, Zr)[Si_2O_7]_2[OH, F]_2$.

Тем не менее цирконий в магматических породах редко дает заметные концентрации, которые могли бы являться рудными месторождениями в таких же компактных формах и со значительными запасами, как это свойственно титану. Минералы циркония, как правило, в рудоносных массивах отличаются вкрапленным характером, их аксессуарное поведение во многих кислых и щелочных сериях пород общеизвестно.

Цирконий образует 61 минеральный вид, в числе которых главное место принадлежит силикатам – 49 минералов, где лидирующее положение занимает ортосиликат четырехвалентного циркония – циркон ($ZrSiO_4$), 6 минералов – оксидов, среди них присутствует бадделейт (ZrO_2). Его специфические коренные источники определяют ассоциацию спутников. В составе циркона обнаружены Hf, Y, Th, Ta, U, Nb, TR_2O_3 . Иногда встречаются Sn, Pb, Mo, Sc и др.

Цирконийсодержащие россыпеобразующие рудные формации, несмотря на то что в подавляющем большинстве характеризуются рассеянным оруденением, благодаря высокой гипергенной устойчивости циркона и бадделейта сопровождаются значительными россыпями. Эти два минерала являются россыпеобразующими.

Редкометалльные формации

Проблема выделения формаций

Редкометалльные россыпеобразующие рудные формации, относимые к самостоятельному типу промышленных месторождений, представляют одну из сложнейших проблем современной науки о полезных ископаемых; корни ее уходят к привычному, но далеко не безупречному, разделению элементов на металлические и неметаллические и выделению в последних редких металлов; эта группа элементов, хотя и очерчивается крайне расплывчатыми химическими и особенно геохимическими границами, тем не менее широко используется в практике, что и служит основанием для выделения редкометалльных месторождений. Однако этимология этого слова далеко не всегда согласуется с вкладываемым разными авторами в него смыслом. И поскольку с проблемой граничных условий существования редкометалльной минерализации связаны некоторые и притом очень важные аспекты геологии, геохимии и минералогии многих весьма важных полезных ископаемых, которые в XXI в. будут служить основой дальнейшего развития технического прогресса, полагаю необходимым в самой краткой форме высказать соображения о путях ее решения.

В «Геологическом словаре» [1978] к редким металлам авторы относят W, Mo, Bi, Sb, Hg, V, Ta, Nb, Zr. В «Химической энциклопедии» [1995] редкие металлы не выделяются в особую группу, предлагается ассоциация металлических редких элементов: легких (Li, Cs, Be, Sr), тугоплавких (W, Mo, Ta, Nb, Zr, Re, Hf), рассеянных (Cd, Ga, In, Tl, Ge, Se, Te, Hf, Re, Rb, Sc), платиновых (Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt) и редкоземельных Y, La, включая лантаниды (Ce–Lu); автор энциклопедической статьи делает оговорку, исключая из перечня редких элементов Mo, W, V. Из этой классификации полностью выпадают актиниды, в числе которых присутствуют торий, уран и нептуний,

имеющие важное стратегическое значение. В работе «Магматические горные породы» [1985] к редким элементам отнесены Ba, Rb, Sr, Cu, Zn, Co, Ni, Li, Th, U, La, Nb, Y, Zr. Здесь тоже не нашли места лантаниды и актиниды, но зато к редким элементам отнесены Co, Ni, Cu.

Очевидно, что понимание термина «редкие металлы», предлагаемое «Геологическим словарем», «Химической энциклопедией» и классификацией магматических горных пород, далеко от совершенства. Оно не может служить научной основой, опираясь на которую можно было бы объяснить причины обособления группы редких металлов в естественную ассоциацию, что и лежит в основе теоретической базы правомерность выделения в особый класс редкометалльных месторождений полезных ископаемых.

Вместе с тем, если внимательно проанализировать парагенезисы минералов, так или иначе концентрирующихся в эндогенных коренных источниках, представляющих собой россыпеобразующие рудные формации, которые являются носителями этих редких металлов, обратиться к геохимическим ассоциациям содержащихся в них элементов, то можно заметить, что в их образовании принимает участие совершенно определенная группа элементов. Во-первых, к ним относится триада из числа главных *d*-элементов Ti, Mn и Fe в некоторых совершенно определенных валентных состояниях. Во-вторых, в тех же породных ассоциациях в эндогенном минералообразовании с ними выступают на паритетных началах четыре из числа редких *d*-элементов: Zr, Nb, Hf и Ta. В-третьих, в этой ассоциации весьма важную минералообразующую роль играет уникальный дуэт из числа также редких *d*-элементов: Y и La. В-четвертых, в минералах этих рудных формаций в различных соотношениях присутствуют *f*-элементы лантанидной ассоциации (Ce–Lu), которые размещаются между La и Hf, и два *f*-элемента из группы актинидов (Th и U).

Из этого следует вывод, что в природных условиях происходит геохимическое взаимодействие семи *d*-элементов, изменяющих электронные оболочки в трех вертикальных рядах: в левом – $4d^1 5s^2 \rightarrow 5d^1 6s^2$, центральном – $3d^2 4s^2 \rightarrow 4d^2 5s^2 \rightarrow 5d^2 6s^2$, правом – $4d^4 5s^1 \rightarrow 5d^3 6s^2$ и в двух горизонтальных: верхнем – $4d^1 5s^2 \rightarrow 4d^2 5s^2 \rightarrow 4d^4 5s^1$ и нижнем – $5d^1 6s^2 \rightarrow 5d^2 6s^2 \rightarrow 5d^3 6s^2$.

В эндогенном, а нередко и экзогенном минералообразовании роль названных элементов далеко не одинакова; различие сводится к тому, что если основные и редкометалльные *d*-элементы определяют структурные мотивы кристаллических решеток минералов, то *f*-элементы, как правило, присутствуют в них в виде изоморфных примесей, хотя нередко некоторые из них, обладая минерагенностью, дают собственные минералы:

	22 Ti $3d^2 4s^2$	
39 Y $4d^1 5s^2$	40 Zr $4d^2 5s^2$	41 Nb $4d^4 5s^1$
57 La $5d^1 6s^2$	72 Hf $5d^2 6s^2$	73 Ta $5d^3 6s^2$

Из сказанного следует, что строение электронных оболочек минерогенных элементов является, пожалуй, наиболее надежной основой для выделения редкометалльных рудных, в том числе россыпеобразующих, формаций в самостоятельный класс полигенных и полихронных месторождений. Этот фундаментальный признак полностью снимает до сих пор существующие противоречия в объяснении причин естественного обособления редкометалльной ассоциации россыпеобразующих минералов; в какой-то степени они просматриваются в интегральном выражении константы их гипергенной устойчивости.

К важной особенности редкометалльной ассоциации, образованной четырьмя компактными группами химических элементов периодической системы Д. И. Менделеева, относится их низкая минерогенность. В самом деле, объединяемые ими 17 химических элементов образуют всего лишь 100 самостоятельных минералов; в среднем на каждый элемент приходится около 5 минеральных видов. Такая минерогенность, по-видимому, связана с низкими кларковыми значениями, характерными для лантанидных⁴ и актиноидных элементов; этот факт отражает проявление закона действующих масс, но он реализуется лишь отчасти, так как, например, иридий, имеющий кларк (0,00016), намного меньший, чем многие редкоземельные элементы, дает более 20 минеральных видов. В рудообразующих процессах подавленная минерогенность этих элементов компенсируется их склонностью к широкому изоморфизму, который, вероятно, программируется структурой валентных электронных оболочек, определяющих обобщенные геохимические свойства лантаноидов и актиноидов. Их изоморфная активность несомненно также связана с тем, что Gd и Lu в минералообразовании проявляют не только свой *f*-уровень, но и *d*-уровень электронных оболочек, что их сближает с Y и La, которые наряду со своим *d*-уровнем проявляют и *f*-уровень.

Общая характеристика редкометалльных формаций

Таким образом, анализ классических параметров обобщенных свойств элементов, относимых к редкометалльной ассоциации, позволяет выделять крайне специфическую группу рудных и в том числе россыпеобразующих редкометалльных формаций. К ним относятся хорошо очерчиваемые петрологически породные ассоциации, в которые входит широкий комплекс щелочных пород. В последнем исключительно важная роль принадлежит нефелиновым сиенитам, обычно сопровождающимся пегматоидными образованиями, гидротермалитами и фенетизированными породами и карбонатитами щелочного ряда. Нефелиновые сиениты – оригинальные породы, упоминавшиеся еще в работах Плиния, представляют продукт щелочного магматизма; его проявление связано с древними консолидированными структурами (платформами, щитами, их окраинными зонами), почти миллиардный период

⁴ Кларки лантанидов имеют следующие значения: Pr (0,0007), Nd (0,0031), Pm (-), Sm (0,0007), Eu (0,00011), Gd (0,0007), Tb (0,0001), Dy (0,00046), Ho (0,00013), Er (0,00026), Tm (0,00002), Yb (0,0003), Lu (0,00008).

амагматического развития которых вдруг нарушился вспышкой магматизма с феноменальными чертами, не повторяющимися ни в одной породной ассоциации. В их плутонических и эффузивных образованиях натрия и калий выступают в качестве элементов, конкурирующих прежде всего с алюминием. В этом легко можно убедиться, обратившись к элементному составу пород нефелин-сиенитового ряда. Результаты их анализов широко известны, но в наиболее эффективной форме они представлены в публикациях В. И. Герасимовского [1967] и других авторов, изучавших минеральный состав этих пород. Содержание (в %) в них элементов $>0,1\%$ следующее: Si – 25,04, Al – 9,22, Na – 8,12, Fe – 4,24, K – 4,16, Ca – 0,87, Ti – 0,67, Mg – 0,59, Zr – 0,35, Mn – 0,26, TR – 0,21, Cl – 0,16, F – 0,14, S – 0,1.

Избыток агрессивных Na и K, вытеснявших из минералообразующих систем Si и Al, а также присутствие вместе с ними в расплавах повышенного количества Cl, S и F определили преимущественное образование щелочных силикатов, широкий же изоморфизм с соответствующей координацией элементов лантанидного ряда, а также Hf и Ta послужили геохимической основой образования группы рудных формаций, генетически связанных со щелочными сериями пород. В сопровождавшем их формирование рудном процессе редкометалльная ассоциация элементов естественным образом объединилась в минеральных парагенезисах, определяющих профиль россыпеобразующих формаций. Щелочные массивы, их пегматиты, карбонатиты или гидротермалиты нередко образуют собственно рудные месторождения, но, пожалуй, чаще выступают в качестве коренных источников россыпеобразующих минералов, так как многие из них, обладая высокой гипергенной устойчивостью, проявляют склонность к концентрации в промышленно значимых количествах как в элювиальную стадию россыпеобразования (различного профиля коры химического выветривания), так и в аллювиальную и особенно в литоральную (прибрежно-морские россыпи).

Типы россыпеобразующих редкометалльных формаций

Рассматривая минералогию щелочных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых в работе, до сих пор не потерявшей своего значения, Е. И. Семенов, А. П. Хомяков, Е. М. Еськов и Ю. Л. Капустин [Минералогия..., 1974] в семействе щелочных пород выделяют следующие нефелиновые сиениты: эгириновые, биотитовые лейцитовые, биотитовые, авгитовые терлиты (габброиды) и диопсидовые ийолиты (оливиниты – пироксениты – мелилиты – ийолиты – нефелиновые сиениты – карбонатиты). Для каждого из членов ряда щелочных пород характерна та или иная рудная минерализация, по-разному проявленная в неодинаковых парагенетических ассоциациях минералов. Однако среди них редкометалльной продуктивностью обладают эгириновые нефелиновые сиениты с комплексом пегматитовых образований, карбонатитовых тел и гидротермалитов.

Это позволяет в группе редкометалльных месторождений выделить следующий ряд формаций:

Группа месторождений

Формации

Магматически-метасоматические

Эгирин-нефелиновых сиенитов
Тералитов и ийолитов
Карбонатитовая редкометалльная
Ринколитовые
Лопаритовые
Эшенитовые

Формация эгирин-нефелиновых сиенитов. В этих породах чрезвычайно ярко проявлена редкометалльная минерализация; она образует многочисленные месторождения и рудопроявления, в которых присутствуют компактные богатые месторождения и образования с рассеянной минерализацией. Два из них – Ловозерское (Россия) и Илимаусак (Гренландия) – уникальны; они характеризуются такими особенностями, которые повторяются в россыпеобразующих рудных формациях, встречающихся на различных континентах в аналогичной геологической обстановке.

Ловозерский массив площадью около 700 км² в основном сложен залегающими в нижней зоне уртит-фойяит-луявритовыми породами (мощность около 2,5 км) и перекрывающими их эвдиалитами и луювритами (мощность около 500 м). В его строении незначительная роль принадлежит пойкилитовым сиенитам и метаморфическим породам. Массив сопровождается гигантским роем пегматов; в сиенитах отмечены гидротермалиты. Периферия массива сложена фенитизированными породами. Уникальной представляется и его минералогия. Здесь обнаружено свыше 300 минералов. Среди такого разнообразия рудные ассоциации представлены эвдиалитом, арфведсонитом, лопаритом, апатитом, лампрофиллитом, мурманитом, рамзаитом, сфеном и др.

По масштабу эвдиалитового оруденения второе место в мире занимает массив Илимаусак площадью около 250 км²; сложен он щелочным комплексом пород: авгитовыми и садолитовыми сиенитами, отчасти щелочными гранитами. Садолитовые сиениты включают ассоциацию специфических пород: науяиты, какортokitы, луювриты. Они сопровождаются серией пегматитовых образований, а их контактная зона с авгитовыми сиенитами насыщена жилами, образующими пегматитовый пояс мощностью около 100 м. В породах нередко присутствуют гидротермалиты. Рудная минерализация приурочена к какортokitам и луювритам. В массиве установлено более 130 минералов, но и здесь, как и в Ловозерском месторождении, среди рудных парагенезисов на первом месте выступает эвдиалит, хотя промышленные концентрации образует также стенструпин [(Ce, La, Na, Mn)₆(Si, P)₆O₁₈(OH)].

Ведущий в Ловозерском и Илимаусакском месторождениях эвдиалит [Na₄(Ca, Ce, Fe²⁺)₂ZrSi₆O₁₇(OH, Cl)] составляет около 25% массы пород, с которыми связана его минерализация; он содержит (в %): ZrO₂ – 11–14, Nb₂O₅ – 1,2, Ta₂O₅ – 0,1, TR₂O₃ – ~ 2,5.

С эгириновыми нефелиновыми сиенитами, кроме описанных, также связаны и другие значительные редкометалльные месторождения; к ним относятся собственно цериевые (ринколитовые пегматиты), лопаритовые и эше-

нитовые (альбититовые), паризитовые и бадделеитовые рудные формации. Все они в той или иной степени при известных тектоно-геоморфологических и физико-географических условиях выполняют функцию россыпеобразующих формаций.

Рассмотренные россыпеобразующие редкометалльные рудные формации ряда эгириновых нефелиновых сиенитов сопровождаются карбонатитами, которые нередко играют весьма значительную роль в образовании россыпей. Но поскольку они очень часто выступают в виде самостоятельных изолированных от других магматических комплексов щелочных серий и являются носителями мощной редкометалльной минерализации, то эти породы выделены мною в отдельную группу коренных источников редкометалльных минералов и будут рассмотрены ниже. Это тем более необходимо, если учесть, что россыпеобразующие функции данных пород из-за слабой гипергенной устойчивости пороодообразующих минералов с особой силой проявляются в элювиальную стадию, когда возникают крупные редкометалльные месторождения в связи с формированием оксидных (латеритных) кор выветривания.

Формации тералитов и ийолитов. Эти своеобразные породы щелочных серий иногда сопровождаются магматической, метасоматической или гидротермальной редкометалльной минерализацией. Однако она редко дает компактные рудные месторождения. При наличии оливинитов и пироксенитов возникает перовскит-титаномагнетитовая минерализация. Титаномагнетит в ассоциации с танталониобатами часто содержит повышенные концентрации редкоземельных элементов: от 0,5–2 до 1–4,2% TR_2O_3 (Кольский полуостров).

С тералитами, ийолитами и родственными с ними щелочными породами, нередко сопровождающимися ореолами фенитов, связана рассеянная редкометалльная минерализация, не дающая рудных месторождений редких металлов. Массивы, сложенные такими породами, часто выступают в виде россыпеобразующих формаций, так как содержат акцессорную минерализацию, дающую при их гипергенном преобразовании элювиальные (оксидные коры выветривания) или иного генетического типа россыпи.

Карбонатитовая редкометалльная формация. Карбонатиты – специфические интрузивные, иногда метасоматические породы; они нередко представлены также и фациями типичных гидротермалитов. Эти породы образуют как самостоятельные массивы, так и формируются в связи с внедрением в разные толщи комагматичных с ними щелочных комплексов. Они обладают своими, только им присущими структурно-текстурными чертами, устойчивой фациальной изменчивостью и весьма характерной редкометалльной минерализацией. При внедрении карбонатитов во всех случаях сохраняется порядок их формирования, заключающийся в эволюции исходного расплава от раннего кальцитового, сменяющегося доломитовым, к позднему сидеритовому и анкеритовому составам. Этот факт указывает на их индивидуальность, хотя совершенно очевидна и сопряженность образования карбонатитов с проявлением щелочного магматизма. Карбонатитовые массивы нередко нанизываются на протяженные рифтогенные зоны разломов, развивающиеся в стабильных, полихронных платформенных структурах. Однако иногда карбонатиты развиваются в складчатых поясах (Кордильеры, Сихотэ-Алинь, Сетте-Дабан и др.). Залежи этих пород нередко образуют мощные (иногда десятки километров)

сложного (концентрического, полосчатого) строения массивы, но чаще штоки, трубчатые тела, дайки, жилы, размещающиеся в различных по составу образованиях. Особенно примечательными, заслуживающими внимания с позиций формирования рудных россыпеобразующих формаций, являются ореолы воздействия карбонатитов на кислые породы, в которых возникают фениты, часто выступающие в виде мощных зон с разнообразной вкрапленной редкометалльной минерализацией.

В массивах карбонатитов почти повсеместно выделяются ранние и поздние их члены, в формировании которых четко проявлена стадийность; каждая из стадий характеризуется специфическим набором минеральных парагенезисов, в том числе и редкометалльных ассоциаций. Ранние карбонатиты (кальциевые и доломитовые) формируются в три стадии: кальцит-диопсидовую, кальцит-форстеритовую и кальцит-доломитовую, а поздние – в четыре: кальцит-флогопитовую, доломит-кварцевую, анкерит-хлоритовую, кальцит-флюоритовую. Для ранних карбонатитов наиболее характерными минеральными парагенезисами являются магнетит-апатитовые, гатчеттолитовые, апатит-пирохлоровые. Они профилируются, кроме того, редкометалльной минерализацией. В поздних карбонатитах формируются монацит-паризитовые и брукитовые парагенезисы, указывающие на лантанид-цериевый с титаном их профиль. Однако набор редкометалльных минеральных ассоциаций, связанных с карбонатитами, всегда следует рассматривать вместе с обширными полями фенитизированных пород, которые нередко сами являются россыпеобразующими рудными формациями, а также с гидротермалитами, размещающимися как в массивах карбонатитов, так и в фенитах.

Структуру массивов, состав карбонатитовых пород, временные и петрохимические взаимоотношения различных их членов, а также характерную для них редкометалльную минерализацию можно проиллюстрировать на примере двух объектов, по всем параметрам являющихся довольно типичными. К ним относятся Арбарастахская (Россия) и Ока (Канада) интрузии.

Арбарастахский массив (рис. 4.11) площадью около 45 км² размещается в протерозойском комплексе Алданского щита. Он имеет форму штока, сложенного пироксенитами, рассеченными дайкообразными телами щелочных пород и нефелиновых сиенитов, а также мощными (до 200 м) коническими и концентрическими жилами карбонатитов, по-видимому, пермо-триасового возраста. Шток опоясан зоной фенитизированных пород. В карбонатитах выделяется ранняя кальцитовая стадия, характеризующаяся широким развитием силикатов (флогопита, форстерита, рихтерита, диопсида) и рудных минералов (магнетита, перовскита, пирохлора, бадделеита). Для поздней анкеритовой стадии характерны карбонаты бария, стронция и редких земель лантанид-цериевой ассоциации. Массив Ока (рис. 4.12) – крупнейшее в мире пирохлоровое месторождение – имеет площадь около 20 км². Он представляет собой двоянный шток, в строении которого принимают участие коническо-кольцевые жилы щелочных пород и карбонатитов. В последних выделяются ранние кальцитовые и поздние доломитовые фации. В периферической части массива оконтуривается мощная зона фенитизированных пород. Обильная и разнообразная минерализация, характерная для его щелочных пород и карбонатитов (установлено более 40 минералов), включает редкометалльную ассо-

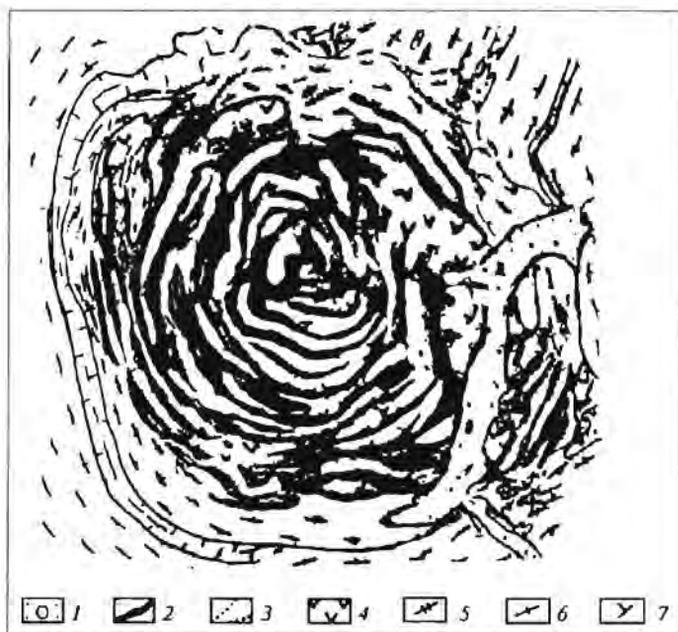


Рис. 4.11. Арбарастахский массив карбонатных пород: 1 – четвертичные отложения; 2 – ранние кальцитовые и нерасчлененные карбонатиты; 3 – щелочные дайки; 4 – щелочные эффузии; 5 – фениты; 6 – гнейсы и кристаллические сланцы; 7 – известняки

циацию, в которой большое значение имеют прежде всего пироклор, ниокалит, латрапит и перовскит. В латрапите $[(Ca, Na, TR)(Nb, Ti, Fe)O_3]$ отмечается существенное содержание редкоземельных элементов.

В связи с рассматриваемой проблемой рудных россыпеобразующих формаций редкометалльных месторождений и рудопроявлений особого внимания заслуживает Томторский сложный полихронный и полигенный массив. Результаты проведенных на нем исследований достаточно полно изложены в монографии А. В. Толстова и О. А. Тяна [1999], а также в работах других авторов [Толстов и др., 1995] и др.; где детально рассмотрены геологическая позиция массива, состав слагающих его пород, характер распределения рудной минерализации, причины различной продуктивности участвующих в его строении пород.

Томторский массив расположен в пределах Анабарского щита (Якутия) и структурно приурочен к пересечению двух зон разломов, вероятно, еще в допалеозойское время заложенных на сводовом поднятии дорифейской платформы. По всем данным начало его формирования может быть отнесено к венду, однако магматическая деятельность, прерывавшаяся субаэральными гипергенными и флювиальными процессами, как считает С. А. Постников с соавторами [Особенности формирования..., 1994], растягивалась не менее чем на 200 млн лет. В составе массива присутствуют разного рода карбонатиты, которые, в общем, образуют ядерную его часть, по периферии опоясанную сегментами ультрабазитов, якупирангитов, уртитов, нефелиновых и щелочных сиенитов. Эта породная магматически-метасоматическая ассоциация до-

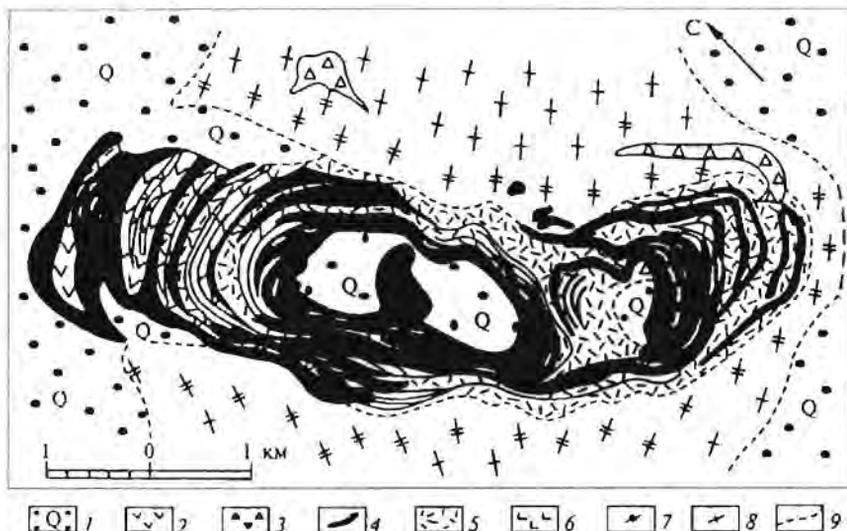


Рис. 4.12. Массив щелочных пород и карбонатитов Ока (США): 1 – четвертичные отложения; 2 – оливиниты и дуиниты; 3 – брекчии; 4 – карбонатиты нерасчлененные; 5 – ийолиты и мельтейгиты; 6 – мелитовые породы; 7 – фенитизированные породы; 8 – кристаллические сланцы; 9 – разрывные нарушения

полняется брекчиями, слагающими более или менее протяженные зоны, а также корами выветривания, переслаивающимися с лимнологическими осадками и аллювиальными [Толстов, Тянь, 1999] отложениями, что указывает на их неоднократную химическую и флювиальную переработку. Изученная площадь распространения пород Томторского комплекса занимает около 250 км².

Полигенность массива Томтор определяется структурным соотношением слагающих его пород, распределением в них рудного вещества и минеральных парагенезисов. В массиве выделяются несколько типов промышленно значимых руд [Толстов, Тянь, 1999], сгруппированных в табл. 4.5.

Из приведенных в таблице данных очевидно, что наибольшими содержаниями Nb₂O₅ отличаются руды: а) каолинит-крандаллитовые, по существу являющиеся продуктом сложной и длительной переработки фосфорсодержащих пород, вероятнее всего, не без участия цианобактериальных организмов, и б) пироклор-монацитовые. Обращает на себя внимание тот факт, что именно к этим рудам относятся пиковые концентрации ΣTR₂.

Исследования двух технологических проб из этого месторождения показали следующий состав рудного сырья (табл. 4.6).

Изучение редкоземельной группы из этих же проб показали, что она включает следующие элементы:

№ пр.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Nm	Yb
4	2,3	49,08	4,8	16,0	2,5	0,7	1,9	0,2	1,0	0,1	0,4	0,08	0,2
5	22,4	50,85	4,7	10,0	2,3	0,7	1,6	0,2	0,8	0,09	0,07	0,06	0,2

Геолого-минералогические типы руд		Содержание (в %) полезного компонента					
Геол.-промышл.	Минер.-технолог.	Nb ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	ΣTR ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃	P ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃
1. Коренные карбонатиты	Фосфатно-редкометалльный	0,21	0,05	1,00	0,01	3,87	7,00
	Редкометалльный	0,20	0,05	1,00	0,01	1,13	12,00
2. Латериты по карбонатитам	сидертовый	0,85	0,20	3-4	0,05	6,00	41,0
	гетитовый	0,84	0,20	3-4	0,05	4,20	51,0
	сидерит-франколитовый	0,72	0,15	2-3	0,05	18,50	15,00
	гетит-франколитовый	0,74	0,15	2-3	0,05	17,0	28,0
3. В преотложённой коре	Каолинит-крандаллитовые (среднее по месторождению)	3,93	0,50	10,28	0,04	13,21	9,14
4. Осадочные пермские породы	Пирохлор-монацит	5,71	0,66	12,28	0,056	13,90	12,93
	Крандаллит-каолинитовый	0,40	0,1	1-2	0,01	2,00	2,30

Таким образом, приведенные данные показывают, что в пробах группа редкоземельных элементов резко обогащена La, Ce, Pr, Nd, отчасти Sm и Gd. Нетрудно понять, особенно если учесть тип руд (табл. 4.5, 4.6), с которыми связаны наиболее высокие их концентрации, что сепарация рудного вещества от петрогенного комплекса с последующим удалением последнего за пределы рудного поля происходила при активных ритмично повторяющихся гипергенных процессах, вероятно, определявшихся сменой климатических обстановок и неустойчивой флювиальной деятельностью. Переработка химических кор выветривания, формировавшихся на карбонатитах, по-видимому, играла ре-

Таблица 4.6

Компоненты	Проба 4	Проба 5	Компоненты	Проба 4	Проба 5
SiO ₂	5,67	4,71	TR ₂ O ₃ +Y ₂ O ₃	12,64	11,72
TiO ₂	7,8	6,03	Y ₂ O ₃	0,66	0,58
Al ₂ O ₃	15,11	16,36	La ₂ O ₃	3,26	3,03
Fe ₂ O ₃	10,39	12,55	CeO ₂	6,13	5,72
FeO	2,47	2,37	Nd ₂ O ₃	1,98	1,82
MgO	0,5	0,5	Pr ₂ O ₃	0,612	0,567
MnO	0,26	0,39	Sc ₂ O ₃	0,061	0,057
CaO	3,23	0,90	V ₂ O ₅	1,44	1,37
Na ₂ O	0,13	0,14	CuO	0,29	0,32
K ₂ O	0,18	0,13	PbO	0,22	0,18
P ₂ O ₅	13,57	13,38	ZnO	0,22	0,21
Nb ₂ O ₅	6,45	6,73	C _{орг.}	0,25	0,15
Ta ₂ O ₅	0,018	0,01	CO ₂	3,19	2,54
ThO ₂	0,148	0,158	S _{сульф.}	0,42	0,35
UO ₂	0,027	0,027	F	0,68	0,63
SrO	3,57	4,40	ппп	11,93	11,42
BaO	3,65	3,96	H ₂ O ⁺	8,55	5,14
ZrO ₂	0,250	0,208	H ₂ O ⁻	0,72	0,89

шающую роль в концентрации редкоземельных элементов в возникавшей рудной залежи. Как считает С. М. Кравченко [1998], переувлажнение продуктов химического выветривания приводило к возрастанию концентрации в песках, например, Nb – в 6,8 раза, Се – в 5,4 раза.

Таким образом, образование крупного и уникального редкометалльного месторождения Томтор происходило при сочетании нескольких благоприятных факторов, к которым можно отнести: а) рудоносность карбонатитов, крайне податливых к выветриванию в экзогенных условиях, б) гипергенную устойчивость минералов рудного комплекса, в) неоднократно повторявшиеся процессы образования коры химического выветривания, ритмично сменявшиеся флювиальной переработкой ее продуктов. Все это приводило к удалению продуктов выветривания карбонатитов за пределы рудного поля и резкому обогащению рудным веществом оставшейся массы, флювиальная деятельность открытых потоков способствовала возрастанию концентрации рудных минералов. Детали этого процесса скрыты в суммарном эффекте взаимодействия литосферы, гидросферы и атмосферы, благодаря чему возникло уникальное редкометалльное месторождение.

Россыпеобразующая роль циркониевых и редкометалльных формаций

Россыпеобразующая роль этих рудных формаций определяется целым рядом весьма специфических свойств, присущих только цирконий-редкометалльному оруденению. Они обусловлены генетической связью со щелочным магматизмом, проявляющимся в ходе развития одного из главных структурных элементов земной коры – платформ, их жестких консолидированных частей, т. е. щитов, массивов и т. д. В этих структурах возможна сопряженность щелочного магматизма и рифтогенеза. Мобильным подвижным зонам, как правило, не свойствен щелочной магматизм, хотя его проявления встречаются в пределах и этих структур. Наблюдающиеся пространственное, структурное и геохимическое обособления щелочных пород со своим крайним членом, к которым относятся карбонатиты, конечно же, и определило своеобразные черты рудных россыпеобразующих формаций редкометалльной ассоциации. В связи с россыпеобразующей ролью этих формаций привлекают внимание две их особенности. Во-первых, для этих формаций характерна даже в геологическом времени длительность субаэрального развития рудных полей как циркониевой, так и редкометалльной минерализации; во-вторых, вещественный состав пород, слагающих эти поля и особенно отдельные члены рудно-магматических комплексов, как правило, представлен многофациальными и полихронными интрузиями и сопровождающими их пегматитовыми поясами, фенитизированными породами и гидротермалитами.

Длительность субаэральной экспозиции рудных полей этих формаций определяет весьма продолжительное в их пределах развитие гипергенных процессов, причем чаще всего протекающих без активного механического удаления возникающего элювиального материала. Такой характер экзогенного преобразования щелочноземельных и карбонатитовых массивов с цир-

кониевой и редкометалльной минерализацией способствует развитию существенно геохимических процессов, проявляющихся в определенной вертикальной зоне рудных полей. Они сопровождаются экзогенным минералообразованием, удалением за их пределы наиболее подвижных компонентов в форме растворенных солей, возникающих при разрушении гипергенно неустойчивых минералов. Таким образом, происходит формирование мощных разнопрофильных, но в основном оксидных кор химического выветривания с остаточным накоплением наиболее устойчивых минеральных ассоциаций. Ими, как нетрудно понять, как раз и являются россыпеобразующие циркониевые и редкоземельные минералы. Иногда такой процесс, часто растягивающийся на целые геологические эпохи, может прерываться развитием флювиальной деятельности сосредоточенных водных потоков или возникновением трансгрессий моря, когда происходит смена субаэрального режима на морской и коры выветривания подвергаются переработке в волноприбойной зоне, сопровождающейся образованием в литорали прибрежно-морских россыпей. При повторном выходе рудных полей из-под уровня моря могут развиваться процессы химического выветривания в субаэральных условиях и т. д.

Масштабы гипергенной переработки описанных формаций в периоды перехода их в субаэральную стадию развития часто характеризуются карбонатным составом рудоносных пород, которыми, в частности, являются интрузивные карбонатиты, их метасоматические аналоги или гидротермалиты. Карбонаты – наименее устойчивые к физическому выветриванию породы – часто составляют основную часть рудовмещающего вещества. Известны примеры развития на экспонированных карбонатитах карстовых форм, возникающих в результате интенсивного выщелачивания карбонатных пород, что способствует концентрации на остаточном минеральном веществе рудных минералов. Аналогичными или близкими к ним свойствами обладают пегматиты нефелиновых сиенитов или фенитизированные породы. Те и другие часто являются наиболее продуктивными в отношении рудной минерализации и должны рассматриваться как важный источник россыпеобразующих минералов. Из сказанного понятна повышенная россыпеобразующая роль названных циркониевых и редкометалльных рудных формаций. Дополнительно она будет рассмотрена в разделе, где приведена минералогическая характеристика россыпей.

Ниже представлен перечень наиболее распространенных минералов редкометалльной ассоциации, в которых редкоземельных элементов (ΣTR) содержится более 5%. С учетом такой нормы мною выделены 44 минерала. В их числе присутствуют простые и сложные оксиды (16 минералов), силикаты (14 минералов), карбонаты (7 минералов), фосфаты (7 минералов). Следует заметить, что среди них присутствует некоторое количество минеральных видов, возникающих в экзогенных условиях. В конце формулы каждого минерала показано значение константы его гипергенной устойчивости ($K_{гн}$). Она последовательно снижается: у оксидов ее среднее значение равно 1,45, силикатов – 1,37, карбонатов – 1,23, фосфатов – 1,18. Для некоторых минералов этот параметр не мог быть определен из-за слабой их изученности.

Простые и сложные оксиды:

- 1) торианит $(Th, U)O_2 - 1,8;$
- 2) эвксенит $(Y, Ge, U)(Nb, Ta, Y)_2(O, OH)_6 - 1,54;$
- 3) форманит $YTaO_4 - 1,53;$
- 4) фергусонит $YNbO_4 - 1,52;$
- 5) браннерит $(U, Ca, Th, Y)(Ti, Fe)_2O_6 - 1,5;$
- 6) самарскит $(Y, U, Ca)(Nb, Fe^{3+})_2(O, OH)_6 - 1,49;$
- 7) лопарит $(Ce, Na, Ca)(Ni, Nd)O_3 - 1,46;$
- 8) эшинит $(Ce, Th, Ca)(Nb, Ti, Ta)_2O_6 - 1,44;$
- 9) пироклор $(Na, Ca)(Nb, Ti, Ta)_2O_7(OH, F) - 1,34;$
- 10) давидит $XY_{21}O_{28}, X-TR, Fe^{2+}, Mg, U; Y-Ti, Fe^{3+}, Cr, V - 1,34;$
- 11) черновит $Y(AsO_4) - 1,34;$
- 12) тайит $(HYNd)Ti_2O_6 - 1,32;$
- 13) ретциан $Mn_2[(Nd, Ce, La)AsO_4(OH)_4] - 1,22;$
- 14) церианит $(Ce, Th)O_2;$
- 15) мариньякит $TiCe_2(Nb, Ta, Ti)_2O_7(OHF) - \text{н. д.};$
- 16) латрапит $(Ca, Na, TR)(Nb, Ti, Fe)O_3 - \text{н. д.}$

Силикаты:

- 17) тортвейтит $(Y, Sc)_2Si_2O_7 - 1,54;$
- 18) иттриалит $(YTh)_2Si_2O_7 - 1,47;$
- 19) гадолинит $Y_2Fe_2^{2+}Be_2Si_2O_{10} - 1,45;$
- 20) таленит $Y_2(Si_2O_7) - 1,41;$
- 21) ииморит $Y_5(SiO_4)_3(OH) - 1,4;$
- 22) бритолит $(Ce, Ca)_5(SiO_4, PO_4)_3(OHF) - 1,4;$
- 23) эвдиалит $Na_4(Ca, Ce, Fe^{2+})_2ZrSi_6O_{17}(OH, Cl)_2 - 1,35;$
- 24) гелландит $(Ca, Y)_6(Al, Fe^{3+})(Si_4B_4O_{20})(OH)_4 - 1,31;$
- 25) торит $Th(SiO_4) - 1,31;$
- 26) томбартит $YH(SiO_4) - 1,3;$
- 27) стенstrupин $(Ce, La, Na, Mn)_6(Si, P)_6O_{18}(OH) - 1,13;$
- 28) тортвейтит $(Sc, Y)_2(Si_2O_7) - \text{н. д.};$
- 29) роуландит $(Y, Fe, Ce)_3(SiO_4)_2(F, OH) - \text{н. д.};$
- 30) иттробритолит $(Ca, Y)_5(PO_4, SiO_4)_3(OH, F) - \text{н. д.}$

Карбонаты:

- 31) кордилит $Ba(Ce, La)_2(CO_3)_2F_2 - 1,45;$
- 32) бастнезит $(Ce, La)[FCO_3] - 1,31;$
- 33) паризит $(Ce, La)_2CaF_2(CO_3)_3 - 1,27;$
- 34) синхизит $CeCaF(CO_3)_2 - 1,25;$
- 35) лантанит $(La, Dy, Ce)_2(CO_3)_3 \cdot 8H_2O - 0,87;$
- 36) локкаит $(Y, Ca)_2(CO_3)_3 \cdot 2H_2O - \text{н. д.};$
- 37) амбатоаринит $Sr(Ce, La)_2(CO_3)_3O - \text{н. д.}$

Фосфаты:

38) монацит	$(\text{Ce, La, Nd, Th})\text{PO}_4$ – 1,43;
39) ксенотим	YPO_4 – 1,3;
40) гагаринит	$(\text{Na, Ca, Y})(\text{F, Cl})_6$ – 1,29;
41) флоренсит	$\text{CeAl}_3(\text{P}_2\text{O}_7)(\text{OH})_7$ – 1,25;
42) черчит	$\text{YPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – 0,98;
43) чухровит	$(\text{Ca, Y, Ce})_3(\text{Al, F}_6)_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ – 0,85;
44) рабдорфан	$(\text{Ce, TR})(\text{PO}_4)0,5\text{H}_2\text{O}$.

4.6. Алмазоносные формации

Широко распространенные представления о коренных источниках алмазов в течение длительного времени базировались на концепции, согласно которой россыпи этого минерала возникают только за счет кимберлитов. В. И. Вернадский, например, в своем утверждении о том, что алмазы и кварц, образующиеся в различных эндогенных условиях, но благодаря своим сходным (?! – Н. Ш.) физико-химическим свойствам в россыпях оказываются вместе, не допускал иных, чем кимберлиты, источников. Такая ошибочная концепция исторически складывалась на основании того, что россыпи Индии, Африки, Якутии действительно в подавляющем большинстве генетически связаны с кимберлитами.

Тем не менее даже в традиционных алмазоносных районах Африки геологи часто сталкивались с тем, что источниками алмазов являются не классические кимберлитовые трубки взрыва, а дайки, которые лишь иногда выступают в виде их корней в диатремах. В Китае, например, многие кимберлитовые тела имеют форму даек. Эти факты вместе с полученными доказательствами условий кристаллизации алмазов, отличающихся от тех, которые считались единственными обеспечивающими соответствующие термодинамические параметры минералообразования (к ним относили взрывы в трубках), заставили многих ученых искать другие источники алмазов. Ведь до сих пор никто не может объяснить, как и за счет чего возникли алмазоносные россыпи, например, в Бразилии. В Центрально-Африканской алмазоносной провинции некоторые россыпи также не обнаруживают связей с традиционными коренными источниками, т. е. кимберлитовыми трубками взрыва. Примером этого может служить Заир, где разрабатываются аллювиальные россыпи, не имеющие кимберлитовых «коренных источников». Продолжает дискутироваться проблема источников алмазов в месторождениях, более 50 лет разрабатываемых в Красновишерском районе Пермской области. Эти месторождения, как известно, относились к Уральской алмазоносной провинции [Кашкаров и др., 1965], которая в силу своих геологических особенностей исключает кимберлитовую минерагению. Наконец, встречаются находки алмазов в россыпях других полезных ископаемых, никак не связанных с кимберлитовым магматизмом, и т. д. Заслуживают, к примеру, упоминания алмазы в россыпях о-ва Тасмания. Они залегают, как показало мое с ними знакомство при посещении этого острова, в небольших долинах рек, дренирующих довольно

мощный массив серпентинитов. Создается впечатление, что именно он является ответственным за накопление алмазов в аллювии этих долин, правда, абсолютной уверенности в этом не осталось, но других источников алмазов на острове нет, а их привнос из отдаленных районов ввиду ограниченности островной территории исключается. Не менее интересным примером может служить длительная попутная добыча алмазов из платиноносных россыпей на Аляске; есть основания утверждать, что они возникли за счет размыва массива ультраосновных пород, с которыми достаточно обоснованно связывается платиново-металлическая минерализация. Нельзя также пройти мимо факта извлечения алмазов при разработке золотоносных россыпей Сьерра-Невады – типичной золотоносной провинции Северо-Американского континента. В литературе имеются упоминания и о других случаях попутной добычи алмазов из россыпей, не связанных с кимберлитовыми трубками взрыва.

Нараставшее количество противоречивых фактов в истолковании источников алмазов в россыпях привело к расширению исследований по этой проблеме. Особую роль в её разрешении сыграл мощный Научный центр, сформировавшийся в последней четверти XX столетия в Мирном во главе с проф. Н. Н. Зинчуком. Крупномасштабные работы, проводившиеся в разных странах, увенчались открытием других генетических типов коренных месторождений этого минерала. Однако оказалось, что их роль в россыпеобразовании неодинакова: среди них отчетливо выделяются россыпеобразующие и нероссыпеобразующие формации. Если оставить в стороне несомненные находки алмазов в пикритах, базальтах, лейцитовых (Испания) и других породах, то в настоящее время в общий список могут быть включены следующие коренные источники алмазов в россыпях: **кимберлитовые трубки взрыва, лампронты, кимберлитовые дайки, ультрабазиты, метаморфиты, импактиты, алмазоносные конгломераты.**

Алмазоносные кимберлитовые трубки взрыва. Они общеизвестны как коренные источники алмазов подавляющего большинства россыпных месторождений мира. Кимберлитовые трубки имеют главное значение в образовании алмазоносных россыпей и служат основными промышленными объектами, из которых извлекаются алмазы. По данным А. Д. Харькина, Н. Н. Зинчука и А. И. Крючкова [1998], за всю историю эксплуатации этих месторождений (125 лет) добыто 691 т алмазов.

В настоящее время очерчивается несколько провинций алмазоносных кимберлитов, впервые получивших детальную сравнительную характеристику в работах Научного центра в Мирном. Их перечень возглавляют месторождения Африки, и в частности Южно-Африканской Республики, Ботсваны, Танзании, Анголы и Заира, за ними следует Якутская алмазоносная провинция, в которой выделяются Малоботуобинский, Алдано-Алакитский, Муно-Тунгский, Анабарский и Среднемархинский алмазоносные районы. По-видимому, по своему значению третье место может быть отведено Архангельской алмазоносной провинции, затем можно назвать месторождения алмазов Китая и Индии. В перспективе особое место занимает Северо-Американская платформа, и в частности Канадский щит, где уже сейчас оконтуривается громадная алмазоносная провинция Слейв. Перечисленные районы развития алмазоносных кимберлитов мира достаточно детально изучены и описаны в литературе, по-

этому вряд ли требуется их развернутая характеристика даже в связи с рассматриваемой проблемой роли этих месторождений в россыпеобразовании.

Однако заслуживают внимания сходные в этих районах структурные условия образования кимберлитовых трубок. Во всех случаях они приурочены к древним платформам, пережившим длительные амагматические условия развития и относительно кратковременную, иногда проявлявшуюся импульсивно с некоторыми интервалами, магматическую вспышку, с которой и связывают образование диатрем и кимберлитовых тел.

В Африканской алмазоносной провинции кимберлитовый магматизм проявился в течение трех этапов: 140, 120 и 90–80 млн лет, а в Якутской выделяется пять эпох кимберлитового магмообразования: позднеордовикский (440 млн лет), позднесилурийский (408 млн лет), позднедевонский (351 млн лет), пермотриасовый (221 млн лет) и позднеюрский (150 млн лет). Формирование Архангельской алмазоносной провинции кимберлитового и связанного с ним родственного вулканизма по всем данным сопряжено с магматизмом раннегерцинской эпохи (D_2 –С). Возраст единственной кимберлитовой трубки Маджган в Индии превосходит миллиард (940–1067 млн) лет.

По установившейся традиции и на основании огромного обобщенного по разным изучавшимся алмазоносным провинциям мира материала выделяется два типа кимберлитов: базальтоидный и слюдяной. Однако при таком разделении не ясны корреляционные связи оксидов TiO_2 с Fe_2O_3 и распределения K_2O с минеральными парагенезисами кимберлитов. В. Б. Василенко, Н. Н. Зинчук и Л. Г. Кузнецова [1997] отмечают, что количество ильменита в кимберлитах изменяется в зависимости от давления в магмообразующей системе, которое последовательно возрастает с глубиной генерации кимберлитовых расплавов. Это же увеличение давления ведет к росту содержания оксида калия. В настоящее время, после длительных дискуссий и исследований, достаточно удовлетворительно разрешена проблема сопряженности продуктивной алмазоносности кимберлитов с их химическим составом. Его изменчивость определяется глубиной формирующихся магматических расплавов, поэтому, как утверждают указанные выше исследователи, алмазоносность кимберлитов является функцией физико-химических свойств этих магм. Они в свою очередь зависят от состава плавящегося субстрата и глубины магмогенерирующего очага. Эволюция кимберлитового магматизма шла от более глубоких уровней магмообразования к менее глубинным. В ходе развития процесса щелочные расплавы уступали место существенно кальций-магниевым с титаном; в этом же направлении происходила и смена их продуктивности – от максимальной к менее богатым алмазами расплавам.

По-видимому, именно этим обусловлены различия алмазоносных кимберлитов в разных провинциях. Так, в Африканской провинции наблюдается преобладание трубок с повышенным содержанием K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , тогда как в Якутской – их больше с повышенным содержанием CaO и MgO . Для Архангельской провинции характерно повышенное содержание SiO_2 , Al_2O_3 и пониженное TiO_2 , MgO , CaO , K_2O и P_2O_3 .

Парагенетический комплекс минералов алмазоносных кимберлитов включает пиропы, пикроильмениты, хромшпинелиды, хромдиопсиды, цирконы, апатит; эта ассоциация часто проявляет себя в россыпях как неоспо-

римый признак наличия кимберлитовых источников алмазов. Именно по нему было принято решение о проведении широкомасштабных геофизических работ в Архангельской алмазоносной провинции, увенчавшихся открытием месторождений алмазов. Для кимберлитовых месторождений наиболее характерны октаэдро-додекаэдрические формы кристаллов; их крупность, как правило, обратно пропорциональна содержанию алмазов в кимберлитах.

Лампроитовые коренные источники алмазов. Они относятся к феноменальным алмазоносным объектам, получившим чрезвычайно широкое распространение на западной части Австралийского континента. На материке поля их развития ясно очерчиваются в виде крупных провинций Карнарвон, Западной, Восточной и Северной Кимберли. Однако из всех известных в этих провинциях лампроитовых тел лишь трубка Аргаил, что находится в Восточной провинции, является промышленным объектом. Из этого дайкоподобного лампроитового тела извлекается около 40% мировой добычи алмазов. В его составе принимают участие последовательно внедрявшиеся породы: песчаные и непесчаные туфы и лампроиты секущих эти туфы даек.

Песчаные туфы – продуктивная фация лампроитовой трубки; они состоят из мелкообломочного материала: лапиллей измененного лампроита и кварца, сцементированных пеплами лампроитов. Непесчаные туфы – комплекс гиалотуфов и гиалокластов с брекчией лампроитовой лавы, сцементированных пеплами лампроитов. В собственно лампроитах и качестве главного порообразующего минерала выступает сильно измененный оливин.

Весьма примечательной особенностью лампроитовой трубки Аргаил является низкое содержание индикаторных минералов по сравнению с алмазоносными кимберлитами. В минеральных включениях в алмазах преобладает парагенезис, аналогичный тому, что и в алмазах из кимберлитовых тел: пироп-альмандин, клинопироксен, рутил, коэзит. Они принадлежат к эклогитовому типу минералообразования. В лампроитовых месторождениях индикаторные спутники распределяются в несколько ином порядке: здесь на первое место выходят хромшпинелиды, за ними идут пиропы, хромдиопсиды и т. д.

Алмазы из лампроитов представлены теми же формами, что и в кимберлитах (октаэдры, додекаэдры). Для них характерно чрезвычайно малое количество ювелирных камней (менее 5%), более 60% их относится к классу мелких технических алмазов.

Россыпи Полюдова кряжа, разрабатываемые в Красновишерском районе Пермской области России, последнее время стали связывать с так называемыми туффизитами, выделяемыми А. Я. Рыбальченко, Т. М. Рыбальченко, П. И. Чайковским, В. С. Луневым, Б. М. Осовецким и другими исследователями в коренные источники «уральских» алмазов. В ходе отработки Красновишерских месторождений установлены индикаторы алмазов. К ним относятся пироп-альмандин, хромшпинелиды с варьирующим содержанием Cr_2O_3 (от пикоита до хромита), указывающие на оливин-хромшпинелидовый алмазоносный парагенезис. В выработках просматриваются дайки туффитов, к сожалению, петрологически почти не изученные. Они выступают то в виде индивидуальных тел, рвущих породы венда, силура, девона, карбона и, возможно, более молодые серии, то в виде штокверков. Их структурная позиция и петрология все еще не изучены, не исследованы также и вторичные изме-

нения материнских пород. Почти все добываемые из месторождения алмазы отличаются повышенной крупностью и высокими ювелирными качествами. Уже имеющиеся данные позволяют красновишерские алмазы связывать с лампроитовым магматизмом и видеть в них аналог австралийских лампроитовых трубок и алмазоносных тел.

Практически для всех кимберлитовых и лампроитовых трубок характерной является грибовидная форма с некоторыми вариациями размеров контурного абриса вулканического кратера и параметров опрокинутого конуса, а также глубины перехода последнего в подводный канал. Нетрудно понять, что в каждой трубке эти изменения являются индивидуальными, так как определяются динамикой образования диатремы и кимберлитовых тел в разнохарактерных толщах прорываемых магмой пород. Последующее экзогенное разрушение кратера и выброшенного кимберлитового материала или даже конуса может сопровождаться или обогащением алмазами туффзитов и формирующихся в кратере отложений, или их разубоживанием. Эта стадия элювиального россыпеобразования нередко трансформируется в аллювиальную, что служит началом образования аллювиальных россыпей.

Профиль экзогенного преобразования алмазоносных кимберлитов зависит также от характера и глубины аутометасоматических изменений материнского кимберлитового вещества, к которым относятся серпентинизация, основность или кислотность послемагматических гидротерм, наконец, первичный минеральный состав кимберлитов.

Разумеется, интенсивность разрушительных экзогенных процессов в определенной степени также зависит и от того, к какому минеральному или петрологическому типу принадлежат месторождения алмазов. Например, обилие сульфидов может создавать повышенную кислотность грунтовых вод, активно участвующих в гипергенном преобразовании пород кратерной структуры, как и материала всей трубки кимберлита или лампроита.

Поскольку рудные тела как кимберлитов, так и лампроитов индивидуализированы, то истинная россыпеобразующая роль должна устанавливаться с учетом структурной позиции и вещественного состава каждого из них отдельно. Общими или региональными могут быть только тектоно-геоморфологические и физико-географические условия, нормирующие физико-химические особенности литогенетических процессов. Впрочем, последнее в равной степени относится и к другим коренным источникам алмазов россыпей.

Кимберлитовые дайки. Последние встречаются в пределах Африканской алмазоносной провинции. Например, на площади Сефаду кулисообразные тела, сложенные кимберлитами, образуют огромную зону, в которой присутствуют дайки мощностью до десятков метров, протягивающиеся до 1,5 км. В некоторых случаях они выступают в виде корневых систем кимберлитовых трубок, уничтоженных эрозионными процессами, и, по-видимому, относятся к тем же магматическим комплексам. Основные их особенности повторяют петрологические модели трубок этой провинции, содержат те же индикаторные минералы. В числе последних значатся пироп-альмандин, хромшпинелиды, пикроильменит, перовскиты, пироксены, флогопит. Алмазы кимберлитовых даек отличаются небольшой крупностью, более темным цветом, искаженными кристаллографическими формами. Содержания колеблются в пределах первого карата на 1 т руды.

Алмазоносные ультрабазиты. Хотя они и представляют собой редкое явление [Первые находки..., 1978; Первая находка..., 1979], но имеют принципиальное значение, так как подтверждают расчетные параметры ультрабазитов складчатых областей, сопоставимые с мантийными. В Корякском нагорье, где и были обнаружены алмазы, эти породы относятся к офиолитовой ассоциации, в которую входят хромитоносные массивы дунит-гарцбургит-лерцолитового состава, они, по-видимому, относятся к меланократовому фундаменту этой структуры, но на современном этапе её развития обнажаются в виде серии аллохтонных тел, заключенных в более молодых породных ассоциациях. В одном из массивов лерцолита был обнаружен алмаз, в той же зоне обломок монокристалла этого минерала найден в гарцбургите. При дальнейших исследованиях в массивах ультраосновных пород Камчатки (Срединный хребет) также был найден алмаз. Он находился в породе, слагающей массив дунит-пироксенитового состава. Главная часть массива, в котором обнаружен алмаз, сложена крупнозернистыми клинопироксенитами. Эти породы Камчатки характеризуются повышенным содержанием магния, что в какой-то степени сближает их с кимберлитовыми ассоциациями. Россыпи алмазов в связи с данными породами не установлены, но это не означает, что их здесь не было или рудного вещества для их образования было недостаточно. При решении данного вопроса нужно учитывать большую подвижность алмазов, быстро мигрирующих от своих коренных источников при соответствующих физико-географических условиях. В гипербазитах Урала [Смирнов, 1965] осколки алмаза установлены при малообъемном опробовании дунитов Каменушинского массива. С ним этот и другие исследователи связывают алмазоносность аллювиальных отложений некоторых речных систем западного склона хребта.

Алмазоносные импактиты. Эти источники были открыты в 60-х гг. В. Л. Масайтисом и другими исследователями в северных районах Якутии. Их генезис они связывают с ударом космического тела, обусловившего при шоковом давлении переход твердофазного графита в алмаз. В качестве подтверждения идеи импактного образования алмазов служит своеобразная морфология их зерен, как будто бы унаследованная от кристаллографической формы графита, в частности его гексагональная модификация. Присутствующий в этом месторождении графит относится к индикаторным минералам. Импактные месторождения не сопровождаются россыпями из-за мелких классов крупности их зерен, не способных к концентрации во флювиальных процессах. Другие месторождения этого типа неизвестны.

Алмазоносные метаморфиты. Они представлены единственным в мире объектом, открытым в Кокчетавской структуре Казахстана А. Л. Заячковским и Ю. Л. Полкановым совместно с другими исследователями (1960 г.). Эти источники приурочены к кристаллическим породам метаморфического комплекса, термодинамические условия их образования не ясны, хотя в качестве спутников установлены пироп-альмандин, высокобарический пироксен. Алмазы Кокчетавской структуры представлены кубическими и кубо-додекаэдрическими формами; они необычны по размерам: их главная масса относится к классу $<0,1$ мм.

Аналогичные алмазы обнаруживались в тонкозернистых песках титансо-держающих россыпей в прибрежной части Азовского моря (южное обрамление Украинского кристаллического щита), Приднепровском районе, ильменит-цирконовых отложениях Западной Сибири. Сходные по размерам и габитусу кристаллы алмазов встречались в аллювиальных отложениях Западной Австралии. Во всех этих случаях необычные, но сходные особенности этих алмазов дали повод А. Д. Харькиву, Н. Н. Зинчуку и А. И. Крючкову [1998] утверждать, что их источником служат различные метаморфические комплексы. Разумеется, алмазоносные метаморфиты не могут быть отнесены к россыпеобразующим формациям. К тому же, например, алмазы из украинских титано-циркониевых россыпей принадлежат двум разновидностям, по своим характеристикам значительно отличающимся от кокчетавских [Кашкаров и др., 1965].

Алмазоносные конгломераты. В Африке (в бассейнах рек Бунгу, Кото, Бубру) имеются россыпи алмазов, приуроченные к долинам, в которых залегают аллювиальные отложения. Содержащий алмазы аллювий по ложкам иногда прослеживается до выходов пластов мезокайнозойских конгломератов, в которых также присутствует небольшое количество этих минералов. Сами конгломераты не дают промышленных месторождений, но, по-видимому, служили источником накопления алмазов в более поздних аллювиальных и делювиальных (элювиальных) отложениях. Такое толкование роли конгломератов в образовании алмазоносных россыпей тем более справедливо, так как здесь не установлено иных коренных источников этого минерала.

Наконец, теоретически вполне оправданно предположение о присутствии алмазов в породах, содержавших графит или иную форму углерода и подвергавшихся метаморфизму. В данном случае в качестве таких пород здесь выступают алмазоносные конгломераты, претерпевшие высокобарический динамометаморфизм, сопровождавшийся в наиболее напряженных узлах кристаллизацией алмазов. Подобные образования сами по себе не могут представлять промышленного интереса, но поступление алмазов в рыхлый покров за счет таких источников вполне возможно.

Таким образом, рассмотренный даже во фрагментарной форме материал о коренных источниках алмазов показывает, что ведущая роль в образовании алмазоносных россыпей принадлежит кимберлитовым трубкам взрыва; они удерживают первое место не только как месторождения, давшие миру основную часть этого минерала, но оно определяется и той ролью, которую они сыграли в образовании россыпей. Правда, долгое время кимберлиты считались единственным источником алмазов в россыпях; однако более детальное и всестороннее изучение последних показало, что существуют и другие источники этого минерала, концентрирующегося в экзогенном покрове минералогических провинций.

В связи с рассматриваемой проблемой особое теоретическое и практическое значение имеют находки алмазов в ультраосновных породах складчатых областей; они заставляют нас обратить свои взоры к обширным поясам этих пород, расширить исследования и доказать, что эти массивы либо закономерно не алмазоносны, либо, напротив, являются источниками этого минерала в еще не обнаруженных россыпях.

Даже с учетом уникальных работ группы ученых, возглавляемой Н. Н. Зинчуком, проблема алмазности некимберлитовых пород (из этого я исключаю импактиты, метаморфиты и конгломераты) заслуживает внимания для проведения дополнительных исследований. Она была рассмотрена Ф. В. Каминским [1980, с. 188], который, вопреки мнению В. С. Соболева, показал, что присутствие алмазов в таких породах хорошо согласуется с термодинамическими условиями формирования интрузий и кристаллизации алмазов. Проведенные Ф. В. Каминским расчеты подтверждают правомерность представлений о кристаллизации некоторых ультрабазитов на глубинах 125–200 км, где обеспечиваются соответствующие термодинамические параметры образования этого минерала в равновесном поле устойчивости роста его кристаллов. Этими параметрами являются температуры порядка 1100–1300°C, сохраняющиеся в интервале давлений, равных $(3,5-11) \cdot 10^3$ МПа. Приводимая автором диаграмма показывает, что тренд эволюции для одного из массивов Корякского нагорья полностью находится в поле стабильности существования алмазов.

4.7. Расслоенность плутонов

Как следует из изложенного, коренными источниками платиново-металлической ассоциации, а также часто и минералов редких элементов, как впрочем в некоторых случаях и титана, являются расслоенные плутоны с горизонтальной или концентрической ритмичностью; последние в подавляющем большинстве петрологических работ именуется концентрически-зональными. Они почти всегда имеют конусоподобную упаковку ритмов, чаще всего с дунитовыми ядрами в пироксенитовой оболочке, что лишает всякого смысла термин «концентрически-зональные». Механизм образования расслоенных плутонов относится к самостоятельной петрологической проблеме, которая мною уже рассматривалась [Шило, 1983, 1985а,б, 1987]. Однако если учесть, что эти плутоны при некоторых условиях, выступая в качестве рудных месторождений различных полезных ископаемых, нередко являются коренными источниками россыпей, входящих в категорию промышленных объектов, во многих странах обеспечивающих функционирование важнейших технических отраслей, то небольшой экскурс в эту специальную область геологических знаний вполне оправдан. Уделяемое этой проблеме внимание необходимо еще и потому, что гипербазитовые и базитовые магматические россыпеобразующие комплексы, занимая в структурах земной коры ту или иную тектоно-геоморфологическую позицию, детерминируют характер и направленность россыпеобразующего процесса, развивающегося сопряженно с гиперинной эволюцией этих комплексов.

Напомню в связи с этим, что расслоенность таких массивов петрологами интерпретируется с позиций модели Л. Уэйджера, давно вошедшей в противоречие с фактами, подтверждающими её физико-химическую несостоятельность. К одному из кардинальных и неустраняемых противоречий относится невероятно сложная, хотя от района к району повторяющаяся ритмичность с колеблющейся в весьма широких пределах мощностью слоев, в верхних горизонтах которых очень часто концентрируются минералы с более высокой

плотностью, чем в нижних, что противоречит стоксовскому падению частиц – основе модели Л. Уэйджера. Именно это наблюдается, например, в какорто-китах Гренландии, сложенных 30 пачками трехслойных ритмов, в которых (снизу вверх) арфведсонитовый (плотность $\rho=3,4$ г/см³) ритм сменяется эвдиалитовым ($\rho=3,1$ г/см³), последний – микроклиновым ($\rho=2,63$ г/см³), затем микроклиновым ($\rho=2,62$ г/см³) – арфведсонитовым ($\rho=3,4$ г/см³) и т. д. Мощность идеально занимающих горизонтальное положение ритмов колеблется от 1,5 до 15 м. Вряд ли непредубежденный исследователь сможет ответить на вопрос: что на что падает, что является кумурусом, а что интеркумурусом? Падает ли арфведсонит на микроклин или эвдиалит на арфведсонит?

Понимание генетической сущности расслоенных базит-гипербазитовых серий усложнилось с вводом в обиход термина «офиолиты». В связи с этим уместно сослаться на Уральский платиново-металльный пояс. Изучавшие его магматические массивы К. К. Золоев, Д. С. Штейнберг и другие исследователи [Альпинотипные гипербазиты..., 1985] в этой провинции обозначили габбро-гипербазитовый комплекс, в который включили «резко преобладающие альпинотипные гипербазиты, гипербазиты концентрически-зональных комплексов, расслоенные интрузии». При этом ими сделан важный вывод, который упорно игнорируют петрологи. По данным авторов, «уральский материал... противоречит современной стандартной схеме строения офиолитов, принятой на Пенроузской конференции в 1972 г.». Именно поэтому в учении о россыпях термин «офиолиты» применяется в исключительных случаях.

В отмеченных выше работах мною детально рассматривалась эта проблема и предложена модель трехстадийного образования ритмов в расслоенных сериях. Специалисты в области геохимии рудных месторождений, характеризуя её, подчеркивали, что она убедительно обосновывает модель, в которой каждый из противопоставляющихся объектов находит свое место. Неодноактное природное явление геологически и физически согласовано цепочкой событий, естественно связанных и сменяющих друг друга определенным образом. Наряду с выявлением новых фактов и закономерностей в науке трудно переоценить роль концепций, непротиворечиво увязывающих всё их доступное для анализа множество. К числу таковых принадлежит и вновь предложенная модель трехстадийной расслоенности гипербазитовых магматических расплавов. С её помощью наилучшим образом объясняются закономерности изменения содержания изоморфных элементов примесей в минералах основных пород.

Позже она была проинтерпретирована И. И. Голубевым, В. П. Мясниковым и А. А. Савельевым [1988], которые заключили, что «принципиально иной подход в объяснении механизма формирования расслоения серий предложил Н. А. Шило, предусматривающий поэтапное: а) скрытое расслоение расплава в камере; б) ликвационное образование слоев расплава; в) кристаллизационное разделение ликватов... Рассмотренный ход кристаллизации обусловливает: а) соответствие химизма кристаллизующихся на котектике фаз внутрислоевому составу расплава, а весь вертикальный слоистый разрез интрузии кристаллизуется так же, как мультисольвусная система; б) физическую невозможность перемещения кристаллических фаз в другие слои; в) в ходе

внутрислоевой кристаллизации расплава (в каждом из будущих ритмов) – обособление ранних и поздних кристаллизующихся фаз в расплаве».

Авторы, опираясь на опубликованный мною материал по разным массивам, включая и Бушвелдский комплекс, предложили математическую модель процесса формирования расслоенных гипербазитовых и базитовых плутонов как с горизонтально залегающими слоями, так и с концентрической упаковкой ритмов.

Одну из стадий этого расслоения, как мне представляется, можно аппроксимировать двухкомпонентной системой А–В с эвтектикой посередине (50%А–50%В). Кристаллизация компонента А будет сопровождаться пересыщением расплава компонентом В, который начнет кристаллизоваться при переходе через котектику, что приведет к формированию второго слоя; его толщина (δ_2), по-видимому, окажется соразмерной с толщиной первого слоя (δ_1).

Поскольку скорости кристаллизации v_k и диффузии D этих веществ можно полагать равными, то

$$v_k = D(\Delta N/\delta),$$

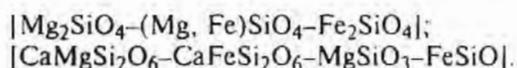
где D – коэффициент диффузии; ΔN – мольная доля вещества.

Если $D=10^{-4}$ см²/с, $\Delta N=10^{-1}$, тогда $\delta(\text{см})=10^{-5}/v_k$ (см/с). В геологическом времени могут возникать слои (ритмы) разной мощности (в зависимости от количества в расплаве данного вещества, скорости кристаллизации, диффузии и др.), что в действительности и наблюдается в расслоенных плутонах.

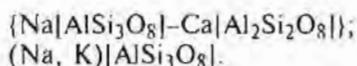
А. И. Горшков, Н. Н. Зинчук и др. изучили упорядоченный смешанослойный минерал лизардит-сапонит из кимберлитов Южной Африки. В нем слой лизардита $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ сменяется слоем сапонита $(0,5\text{Ca},\text{Na})_{0,33}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, который затем снова сменяется слоем лизардита и т. д., в результате образуется ритмично-слоевой минерал лизардит-сапонит. Несомненно, кристаллизация этих слоев происходила по приведенной выше схеме кристаллизации двухкомпонентной (А–В) системы. По-видимому, регуляторами ритмичной смены кристаллизации минералов при переходе через котектику являлись Mg и H₂O, возможно, Al, Fe, Ca, Na. При их минимальной концентрации в растворе кристаллизуется лизардит, а при диффузионном насыщении этими элементами раствора – сапонит и т. д.

Разумеется, двухкомпонентная система, дающая чередование мономинеральных ритмов, – упрощенная модель. При численном возрастании в расплаве компонентов, отличающихся физико-химическими характеристиками, а также, возможно, непропорционально изменяющемся в нем их содержании расслоение должно сопровождаться формированием многослойной структуры, которая к тому же будет усложняться проявлением регрессивных процессов, обуславливающих скачкообразно колеблющейся температурой системы за счет спонтанных порций тепла, выделяемого расплавом при переходе части его в твердофазное состояние. Иными словами, в обобщенном виде процесс будет регулироваться энергией атомизации.

Ликвационное расслоение гипербазитов и базитов детерминировано сильными основаниями, прежде всего Mg и Fe, с которыми при определенных условиях вступает в конкуренцию Ca, что просматривается на поле оливина и пироксенов:

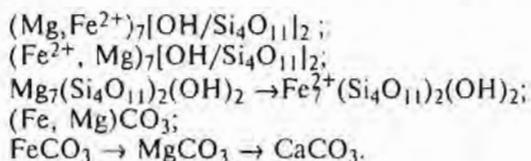


При изменяющемся термодинамическом режиме возникает конкуренция сильных оснований и отчасти кальция со щелочами Na, K за захват кислотной группы SiO_2 . В этой реакции в качестве разделительной функции выступают атомные параметры элементов, где Mg и Fe – высокоплотозарядные малоразмерные, а Na, K – низкоплотозарядные большеразмерные катионы; Al, относясь к амфотерам, в зависимости от условий присоединяется то к первой группе элементов, то ко второй, где образует с кремнекислотой широкий класс алюмосиликатов. Кальций по размеру своего двухвалентного катиона отдает предпочтение скорее щелочам, образуя вместе с ними в первую очередь полевые шпаты, в кластерной фазе отделяющиеся от фемических структур, образуя непрерывный ряд натрий-кальциевых плагиоклазов или щелочных полевых шпатов:



Разделение компонентов происходит на кластерном уровне при потере магматической жидкости гомогенного состояния, обусловленное снижением температуры, когда мольная доля пироксенов, сопоставимая с мольной долей биотитовых зародышей, сохраняется и при значительной вилке полевошпатовых и пироксеновых кластеров, но на какой-то котектике меняется биотит-пироксеновое соотношение. Строго говоря, этот тип ритмообразования реализуется по механизму автоколебательных химических реакций или диффузионно-собирающей кристаллизации и, несомненно, относится к классу диссипативных структур.

Аналогичная конкуренция Fe, Mg, Ca просматривается и в метаморфических процессах, где она фиксируется кумингтонитом, грюнеритом, а также сидероплазитом:



Приведенная схема ликвационного процесса может применяться и при решении проблемы разделения (дифференциации) внутрипланетарного вещества с образованием габбро-гипербазитовых и гранитоидных комплексов, что, разумеется, включает на каких-то стадиях его развития воду и восстановленные флюиды с ведущей ролью водорода при мощном проявлении глобального внутрисферного метасоматоза. Дифференциация исходного вещества сопровождается диффузионными процессами, развивающимися при термобарических градиентах в высоковязких пластических средах. При этом следует учитывать, что формирование таких уникальных платиново-металльных поясов, каким представляется, например, Урал, начиналось с образования габбро-гипербазитовых расплавов, на последних стадиях своей эволюции интру-

дированных в чуждую им среду, затем сменившихся гранитоидным магматизмом, на завершающей стадии которого в широких масштабах произошли эффузивные излияния.

К сожалению, я лишен возможности углубляться в эту проблему. Однако следует заметить, что при общей дифференциации внутрпланетарное вещество, разделяясь на кластерном уровне, возможно, проходит аморфную фазу, являющуюся промежуточным звеном между гомогенным расплавом любой вязкости и кристаллическим его состоянием, во внутренних слоях мантии обладающим пластическими свойствами. Энергетической основой процесса является сама планета, возникшая как неравновесная система в результате перехода плазмы в основное и затем в твердофазное состояние. Внешнее его выражение – напряженная вибрация Земли, фиксируемая двубалльными землетрясениями, возникающими каждые 10 с, на фоне которых планету каждые 2 ч сотрясают землетрясения силой 3–4 балла. Можно допустить, что вибрация в неравновесной системе сопровождается приращением массы (Δm), согласно уравнению $\Delta m = S\Delta E/c^2$ (где S – безразмерный коэффициент пропорциональности, характеризующий меру энтропии; ΔE – приращение энергии; c – скорость света). Это неизбежно должно усиливать напряжения, что в свою очередь ведет к пульсации всей системы и поддержанию волнообразно всплескивающегося вулканизма. Меняющиеся напряжения во внутрисферной среде возбуждают переходы вещества из высших форм симметрии в более низкие, что приводит к возрастанию объема мантии и нижних слоев земной коры, сопровождающиеся горообразованием, усиливающим на поверхности планеты динамические напряжения экзогенной деятельности. Этот процесс хорошо просматривается в следующих реакциях:

Кубическая сингония	Ромбическая сингония	Триклинная сингония
Ca(MgFe) ₂ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ гранат $V=113 \text{ см}^3$	→ (MgFe) ₂ SiO ₄ оливин 43	+ CaAl ₂ Si ₂ O ₈ анортит 100 $\Delta V=30 \text{ см}^3$ (27%)
Ca ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ гроссуляр $V=125,3 \text{ см}^3$	→ Ca ₂ SiO ₄ Ca-оливин 58,6	+ CaAl ₂ Si ₂ O ₈ анортит 100,7 $\Delta V=34 \text{ см}^3$ (30%)
(Ca _{0,33} Fe _{0,67}) ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ гроссуляр-андрадит $V=118,6 \text{ см}^3$	→ Fe ₂ SiO ₄ фаялит 46,4	+ CaAl ₂ Si ₂ O ₈ анортит 100,7 $\Delta V=28,5 \text{ см}^3$ (24%)
(Ca _{0,33} Mg _{0,67}) ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ гроссуляр-пироп $V=117,3 \text{ см}^3$	→ Mg ₂ SiO ₄ форстерит 43,8	+ CaAl ₂ Si ₂ O ₈ анортит 100,7 $\Delta V=27,2 \text{ см}^3$ (23%)
(Ca _{0,66} Mg _{0,33}) ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ гроссуляр-пироп $V=121,3 \text{ см}^3$	→ CaMgSiO ₄ монтчеллит 51,4	+ CaAl ₂ Si ₂ O ₈ анортит 100,7 $\Delta V=30,8 \text{ см}^3$ (25,3%)
(Ca _{0,66} Fe _{0,33}) ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ гроссуляр-альмандин $V=122 \text{ см}^3$	→ CaFeSiO ₄ кирнштейнит 52,8	+ CaAl ₂ Si ₂ O ₈ анортит 100,7 $\Delta V=31,5 \text{ см}^3$ (26%)

Представление о незакончившейся дифференциации планетарного вещества противоречит представлению о физической расслоенности Земли (читай – пришедшей в равновесное состояние), в ядре которой сосредоточено железо.

4.8. Дайковый магматизм и россыпеобразующие рудные системы

При рассмотрении золоторудных, оловорудных и других россыпеобразующих формаций со всей очевидностью на первый план выступают месторождения или рудопоявления, в которых в качестве жильного минерала ведущую роль играет α -кварц, независимо от их роли в образовании россыпей. Причем довольно отчетливо просматривается ассоциация кварца с дайковыми телами с выраженной гипабиссальной природой. Они обычно слагаются породами с варьирующими петрохимическими характеристиками и, как правило, являются неперменной частью структур рудных полей плутоногенного ряда месторождений золота, олова, вольфрама, молибдена, урана и многих других элементов, нередко образующих уникальные промышленные объекты.

Дайки вместе со штоками и силлами гранитоидных серий, часто объединяемые в группу малых интрузий, в различных планетарных тектономагматических структурах нередко образуют гигантские пояса, протягивающиеся на тысячи километров (Северо-Восток России, Приморье, Западный Узбекистан, Центральный Таджикистан, Карамазар, Урал, Аляска, Индия, Китай и др.). Как правило, они сопровождают плутонические породы гранитоидов, хотя во многих случаях появляются и в зонах развития основных интрузий и массивов со щелочным уклоном.

Состав даек изменяется, однако в целом почти всегда они сложены весьма специфическими породами, повторяющимися от одной рудной провинции к другой. Если исключить пегматиты, различного рода апофизы интрузий, а также аплиты, связь которых с гранитоидными плутонами достаточно очевидна и относится к давно решенной проблеме, то дайки образуют группу, включающую различной основности порфиры, порфириты, долериты, диабазы, все семейство лампрофировых пород. Из-за далеко не понятой роли в эволюции магматизма и в связи с неразгаданной причастностью даек к образованию большого спектра рудных месторождений они в течение длительного времени привлекали внимание исследователей. В изучении этих пород принимали участие выдающиеся петрологи, рудники и отчасти тектонисты всего мира. Дайкам посвящена огромная литература. В XX в. на её страницы выплеснулась ожесточенная дискуссия, в которой ярко обозначилось противоборство двух концепций; согласно одной исследователи видели генетическую связь рудной минерализации с дайковыми породами, приверженцы второй, напротив, ее полностью отрицали.

Интересно, что в центре внимания этой дискуссии оказалась Яно-Колымская золотоносная провинция, совмещенная с мощным дайковым поясом, локализованным в верхоянском мезозойском осадочном комплексе. Возможно, это связано с высокой её промышленной продуктивностью, которая отличается, кроме того, уникальной насыщенностью рассеянной (непромышленной) золотой минерализацией. Подсчеты показывают, что в дайках, в

сопровождающих их кварцево-жильных телах и прожилково-штокверковых минерализованных зонах суммарное количество золота достигает 300–400 тыс. т. Такой масштаб концентрации золота выглядит особенно уникальным на фоне полной стерильности от этого элемента гранитоидных plutонов, вдоль которых протягиваются дайковый и золотоносный пояса.

Может быть поэтому Ю. А. Билибин, среди исследователей уделивший наибольшее внимание дайковой проблеме, неоднократно рассматривая разные аспекты гипабиссального магматизма, чаще всего обращался к материалам северо-восточной рудной провинции. Еще в 1945 г., проанализировав различные стороны его проявления, он выдвинул идею генетической связи золотого оруденения с диоритовыми магмами. Диориты в дайковой форме, как полагал автор, занимают совершенно определенное положение по отношению к plutонам гранитоидов, на основании чего в северо-восточной золотоносной провинции им были выделены: а) добатолитовая диоритовая субформация гранитоидной интрузивной формации и б) послебатолитовая диоритовая интрузивная формация. По отношению к плутонической фации гранитоидов добатолитовые и послебатолитовые диориты, таким образом, заняли как бы симметричное положение и именно с ними, как он считал, генетически связано мощное золотое оруденение этой провинции.

В указанной работе Ю.А. Билибин отмечал, что в качестве аналогов Яно-Колымской мезозойской складчатой области, в пределах которой развит мощный пояс дайковых пород, протягивающийся в северо-западном направлении на 1000 км, могут служить золотоносные зоны Казахстана, Средней Азии, Урала, Приамурья, а также других континентов, где сформированы тектоно-магматические комплексы со сходным геологическим устройством.

Однако в докладе «Металлогения золота», прочитанном Ю. А. Билибиным на конференции работников геологоразведочной службы Главспецмета (1949 г., март), предварительный вариант которого обсуждался на совещании геологов Дальстроя, состоявшемся в Москве в январе в 1948 г., основные его идеи по этой проблеме существенно отличались от диоритовой концепции. Мое участие в дискуссии по докладу, прочитанному в 1948 г., позволило понять аргументацию, обосновывавшую столь резкое изменение позиции автора. В обоих выступлениях Ю. А. Билибиным выделялась группа «золоторудных месторождений, более ранних, нежели гранитоидные батолиты, и в некоторых случаях генетически связанных с мощными свитами добатолитовых даек среднего и кислого состава». «Позднее, – утверждал Ю. А. Билибин, – действительно, был доказан метаморфизм гранитами золоторудных месторождений, залегающих непосредственно в осадочной толще в невидимой связи с интрузивными породами». «Некоторые геологи, как он считал, придерживаются сейчас мнения, что основная масса золотого оруденения Северо-Востока является догранитным».

Занимаясь в это время изучением россыпей и их коренных источников, среди которых дайковый комплекс пород, как казалось, играл ведущую роль, я полагал, что концепция о локализации золотого оруденения Яно-Колымской структуры в добатолитовых дайковых сериях недостаточно обоснована. В поисках истины в 50-х гг. во ВНИИ-1 (Магадан) мною были организованы

специальные петрологические исследования дайковых пород, их возглавил Ф. Р. Апельцин.

Исследования показали, что дайковый магматизм, по масштабу сопоставимый с плутоническим, с которым пространственно ассоциированы дайки, фиксируется шестью разновозрастными формациями. Однако из их числа только две были отнесены к добатолитовым. По петрохимическим признакам они увязывались с верхнеюрским (келловей, оксфорд) субэвральным вулканизмом, хотя поля этих пород развиты в совершенно другой структуре, сформированной за пределами мезозойского верхоянского комплекса (рис. 4.13).

Структурные районы, фации		Время и направление магматической эволюции						
		Келловей	Оксфорд	Кимеридж	Волжское	Вельд	Апт-альб	Сенон-сеноман
Главные фации изверженных пород	Интрузивы плутонических пород		δ → γδ		Plγ → γ'		δ → Plγ γ' γδ	
	Малые интрузии области интросинклинали	γ' Plγ ψδ	γδ δ		Plγ γ γδ	δ γδ ψδ	γ' ψδ	
		I' I ² II' II ² III'		III' III ² III ³		IV' V ²	V VI	
	Эффузии и субинтрузии интросанклиналей и передовых прогибов	γ γ'	δ → γδ	γ → γ' γ		ψ → γδ γ'	ψ →	

Рис. 4.13. Положение малых интрузий различных формаций среди разновозрастных плутонических, субвулканических и эффузивных пород Яно-Колымского золотоносного пояса. Магмы: ψ – габброидная, δ – диоритовая, γδ – гранодиоритовая, γ – гранитная, Plγ – плагиогранитная, γ' – гранитная субщелочная

Остальные четыре формации дайковых гипабиссальных интрузий классифицировались как послеплатонитовые, причем третья из них по ряду признаков может относиться к синплатонитовой. Это собственно дайковые тела, штоки и небольшие интрузивные залежи плагиопорфиров, диорит-порфиров, кварцевых порфиров, часто группирующихся в дугообразные и кольцевые свиты. Четвертая формация, обычно представленная свитами даек и ассоциированными с ними штоками, сложена габбро-порфирами, кварцевыми диоритовыми порфирами. Некоторые тела этой формации пересекают гранитоиды главной фазы интрузий охотского типа, что фиксирует нижнемеловое время их образования. Дайки и малые интрузии пятой формации состоят из альбит-микроклиновыми гранит-порфирами с субщелочным уклоном.

Шестая формация, объединяющая дайковые и трубчатые тела, резко очерчивается специфическими петрохимическими и минералогическими признаками. В общем они сложены породами из семейства габбро-диоритов, повторяя характерные черты второй и четвертой формаций, от которых, однако, их отличает ряд весьма существенных особенностей. В эту формацию входят диабазовые, долеритовые и габбро-диоритовые жильные интрузии, а также обширная группа лампрофировых даек, среди которых присутствуют спессартитовые, керсантитовые, единитовые, вогезитовые тела, петрохимический состав которых Ф. Р. Апельцин объяснил гибридом, при этом под-

черкнув, что все особенности данной формации определены дифференциацией гибридного расплава глубинного магматического очага. Многие исследователи их относят к завершающей фазе развития нижнемелового интрузивного цикла. По соотношению с охотским плутоническим магматизмом они, вероятно, также могут рассматриваться предвестником начала мощных излияний, сформировавших Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

В ходе изучения дайковых тел Яно-Колымского пояса, проводившихся А. П. Васьковским, П. И. Скорняковым, Ф. Р. Апельциным, Н. А. Шило, В. И. Гончаровым и многими другими, было установлено, что в них часто ярко проявлены кварцевые с альбитом, хлоритом и карбонатами сложные по форме или лестничные жильные системы, напоминающие березовскую (Урал) дайковую рудную серию, детально изучавшуюся М. Б. и Н. И. Бородаевскими и И. С. Рожковым [Бородаевская, Рожков, 1974]. Нередко с дайками также сопряжены кварцевые околодайковые рудные жилы (золоторудное месторождение Юглер). Свиты даек сопровождаются мощными зонами дробления осадочных пород с наложенной существенно кварцевой с альбитом, нередко с карбонатами и рудной золото-сульфидной минерализацией.

Длительная дискуссия по проблеме дайкового гипабиссального магматизма и связанной с ним рудной минерализации, продолжавшаяся более двух десятилетий, завершилась выходом в свет работы Х. М. Абдуллаева «Дайки и оруденение» [1957]. К сожалению, основная ее часть оказалась посвященной пегматитам и аплитам, что увело автора в сторону от фундаментальных основ проблемы. Я бы даже сказал, что автор, попытавшийся суммировать противоречивые факты, неоднозначную интерпретацию материала и увязать все в общую схему, способствовал потере интереса к дайковой проблеме. Исследователям показалось, что многие вопросы, связанные с породами дайкового комплекса, будто бы решены.

Однако собственные материалы по изучению даек, в частности Северо-Востока России, и сопутствующей им рудной минерализации, их роли в россыпеобразовании [Шило, 1960, 1963; Шило и др., 1988; Шило, 2001], а также время от времени продолжавшие появляться публикации позволяют считать проблему далеко не закрытой, важность же ее решения даже возросла. Остается в силе утверждение Ю. А. Билибина, подчеркивавшего в работе «Металлогенические провинции и металлогенические эпохи» [1961], что «комплексы малых, трещинных интрузий, связанных с разрывными нарушениями, особенно разнообразны... и нередко металлогенический облик той или иной провинции создается именно этими малыми интрузиями».

И действительно, все давно привыкли к тому, что в структурах многих рудных полей принимают участие дайки, причем наблюдается определенная последовательность их формирования, выраженная в смене петрохимического состава слагающих эти тела пород, а также рудных систем. Как правило, дайки в поясах и даже в рудных полях представлены несколькими возрастными сериями, для которых характерны петрологические различия. Множественность дайковых залежей, их полихронность, как будет показано дальше, по-видимому, находятся в прямой зависимости от масштабов развития плутонического магматизма, его цикличности и временной растянутости, хотя связь дайковых серий с плутонами обычно определяется только по простран-

ственной близости тех и других, правда, иногда она доказывается их петрохимическим сходством. Замечу в связи с этим, что плутоны в пределах рудных полей нередко залегают в виде скрытых массивов, лишь проявляясь на поверхности в виде зон грейзенизации, как это имеет место, например, на одном из самых крупных в мире оловорудном месторождении Депутатское (Якутия), или роговиковыми породами, в частности ярко проявленными в золоторудном месторождении Мурунтау (Узбекистан), а также характерными для многих рудных полей Яно-Колымского золотоносного пояса. Но и в этих случаях связь дайковых образований с такими интрузиями почти всегда представляется сомнительной в силу петрохимических различий тех и других.

Все это вынуждало обращаться к повторному изучению гипабиссальных интрузий. Основываясь на сложившейся в этой области ситуации, для выяснения некоторых вопросов соотношения даек и плутонов, связи с ними рудной минерализации и др. в 80-х годах XX столетия были предприняты специальные исследования [Шило и др., 1988] трех золотоносных узлов Яно-Колымской провинции: 1) Хатыннах-Штурмовского, 2) Утинско-Басугуньинского и 3) Среднеканского. При выборе объектов исследования мы руководствовались следующими соображениями.

В пределах первого из них находятся уникальные россыпи золота долин рек и ручьев: Штурмовой, Чек-Чека, Хатыннах, Малый Ат-Юрях и др.; из них добыто, вероятно, более 500 т золота. В структуре золотоносного узла принимают участие Хатыннахская интрузия, считавшаяся двухфазной, отвечающей кварцевым диоритам и лейкократовым гранитам, однако последними исследованиями установлено присутствие в ее составе габбро. Массив габбро-диорит-лейкогранитов сопровождается штоками: Карапет, Оляха и Рыжий. С первым связывается оловянное оруденение и касситеритовые россыпи. В структуре этого узла также играет существенную роль дайковый комплекс, сложенный габброидами, диоритовыми и кварцевыми диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами и лампрофирами. На дайки наложена сложная сеть кварцевых прожилков в виде ветвящихся или лестничных форм; в них присутствуют альбит, хлорит, светлая слюда, карбонаты и золото-сульфидная рудная ассоциация (дайка № 8). Свиты даек сопровождаются кварцевыми жилами, размещенными в осадочном комплексе, и мощными зонами дробленых пород с наложенной кварцевой с золотом и сульфидами минерализацией.

Утинско-Басугуньинский узел, хотя и отличается значительно меньшей промышленной продуктивностью, но здесь из дайки № 6 было добыто 10 т золота. Россыпи речки Утиной и ее притоков, дренирующих дайки, отличались высокими содержаниями золота в аллювиальных отложениях. Дарьяльский интрузив представляет собой штокверковое месторождение золота, подобное ранее описывавшемуся мною Гайскому штокверку с золотым оруденением (Оротукано-Среднеканский золотоносный район); оно сопровождается аллювиальной россыпью золота.

В строении узла принимают участие интрузии, размещенные в верхоянском комплексе, образующие единую ориентированную в северо-западном направлении зону. Наибольшая из них – Басугуньинский массив (площадь 100 км²), остальные незначительных размеров – Столовый, Красивый, Грозо-

вой. Они сложены диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиорит-адамеллитами, представляющими отдельные их фазы, как можно думать, разделенные во времени, хотя они могут рассматриваться в качестве дифференциатов одной и той же магмы. Их жильная ассоциация включает небольшие тела аплитов и пегматитов, сопровождающихся прожилками и маломощными жилами кварца с редкометалльной с золотом минерализацией. Штоки – Красивый, Медвежий, Дарьял, сложенные гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, гранитами, гранит-порфирами, – повторяют состав пород главной фазы гранитоидов. К западу от интрузий прослеживается мощная свита даек кварцевых диоритовых порфиритов, кварцевых порфиров, лейкократовых гранит-порфиров. Многие из них рассечены системой кварцевых прожилков, часто приобретающих лестничную форму; вместе с кварцем в прожилках присутствуют альбит, хлорит, кальцит с сопутствующей рудной минерализацией, представленной золотом, арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом.

В контурах Среднеканского золотоносного узла на современном срезе отсутствуют плутоны, однако имеется серия небольших штоков – возможно, отдельные части одной интрузии. На это указывает обширное поле роговиков и геофизические аномалии. Штоки гранодиорит-гранитов, субщелочных гранитов и лейкогранитов являются петрохимическими аналогами интрузий Хатыннах-Штурмонского и Утинско-Басугуньинского золотоносных узлов.

Здесь также прослеживается мощная свита даек габбро-порфиритов, диоритов, кварцевых диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, лейкократовых гранит-порфиров. Некоторые из них рассечены кварцевыми прожилками с альбитом, хлоритом, кальцитом, несущими рудную минерализацию (золото, арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит и др.).

Полученный в результате исследований золотоносных узлов материал, а также сравнительный петрохимический анализ участвующих в их строении интрузий показал весьма важную особенность магматитов. Обнаружилось сходство исходных расплавов, послуживших основой образования интрузий во всех трех золотоносных узлах, и сопутствующих им дайковых тел. Соотношения изотопов стронция и серы ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7057 \pm 0,010$ и $0,7050 \pm 0,002$; dS^{34}) из кварцевых порфиритов дайки Среднеканской и адамелитов Басугуньинского массива указывают на глубинную, возможно, мантийную природу магматического очага, в котором формировался силикатный расплав плутонов и гипабиссальных даек. Результаты исследований также позволяют предполагать, что массивы и штоки гранитоидов золотоносных узлов, по-видимому, являются вскрытыми частями крупного единого, залегающего на глубине гранитоидного плутона.

Всем изученным дайкам золотоносных узлов свойственны широко развитые более или менее однотипные эпигенетические изменения; их породы в большинстве случаев превращены в зеленокаменные образования, порфириитоиды, порфирииды и в меньшей степени в пропилитизированные и березитизированные разновидности. В них распознается первичный магматический текстурно-структурный рисунок. Судя по всему, перерождение дайковых пород обязано дислокационным процессам и лишь в незначительной степени мета-

соматозу, что и отличает колымский дайковый комплекс, скажем, от уральского или кызылкумского и др.

Исследованиями выявлена важная особенность кварца, как размещенного в дайках, так и слагающего самостоятельные жилы, секущие осадочные толщи; он характеризуется субидиоморфнозернистой структурой, что отличает его от кварцевых образований, подвергавшихся катаклазу. Присутствующее в дайковых кварцевых прожилках, как и в кварцевых жилах, размещенных в осадочной толще, золото, сопровождающееся небольшим количеством сульфидов, в общем характеризуется ксеноморфными выделениями, разрастающимися в виде крупнозернистых форм, иногда ветвящихся по фрактальной геометрии.

По ряду соображений имеется основание считать, что в решении проблемы роли дайкового магматизма в формировании рудных систем важное место занимает золоторудное поле Мурунтау (Узбекистан). Оно сформировалось в нижнепалеозойской песчано-сланцевой толще Западного сектора Южного Тянь-Шаня и Центральных Кызылкумов; с ним мне удалось детально познакомиться в 1964 г. Однако последующие исследования существенно дополнили мои знания об этом месторождении. Мурунтауское рудное поле расчленено сложной системой разрывов, контролирующей гипабиссальный дайковый магматизм, метасоматизм и оруденение. Его дайковые тела сложены преимущественно спессартит-керсантитовыми породами; они сопровождаются кварцевыми жилами, секущими осадочные толщи, и обширными зонами брекчированных с рудной минерализацией пород (рис. 4.14). На рудные тела наложен метасоматоз, который так же, как золотая и золото-серебряная минерализация, датируется примерно пермо-карбоном (C_3-P_1). В этот временной отрезок укладывается и главная фаза гранитообразования всей обширной Джизак-Кызылкумской зоны.

Основными компонентами рудных систем кызылкумского района, включающего месторождение Мурунтау, являются: а) жильный кварц, б) колчеданный пирит, в) сложная последовательно развивавшаяся колонна метасоматитов. Рудообразующий процесс, наложившийся на матрицу, которой служила сеть разрывов, достаточно удовлетворительно реконструируется по соотношению отдельных типов рудной минерализации и метасоматитов. Его развитие выстраивается в следующий временной ряд, предложенный, в частности, Н. В. Котовым с соавторами [1993]: 1) колчеданные золотосодержащие руды, сопряженные с кварц-хлорит-серицитовыми метасоматитами, 2) жильно-колчеданные породы в ассоциации с кварц-хлорит-серицит-альбитовыми метасоматитами, 3) кварцево-доломит-анкеритовые жильные породы и связанные с ними кварц-карбонатные метасоматиты, 4) углеродистые хлорит-серицитовые иногда каолинизированные метасоматиты. Последние завершают развитие рудообразующего процесса, в начальной стадии которого зафиксирована благородно-металльная минерализация; в конечной – кислотное выщелачивание.

Золото в рудах присутствует в двух генерациях; первая локализована в межпакетных структурах кубического пирита, вторая раскристаллизована в виде ксеногеноформных ветвящихся образований по микротрещинкам в пирите и кварце. Собственно месторождение Мурунтау не может быть отнесено

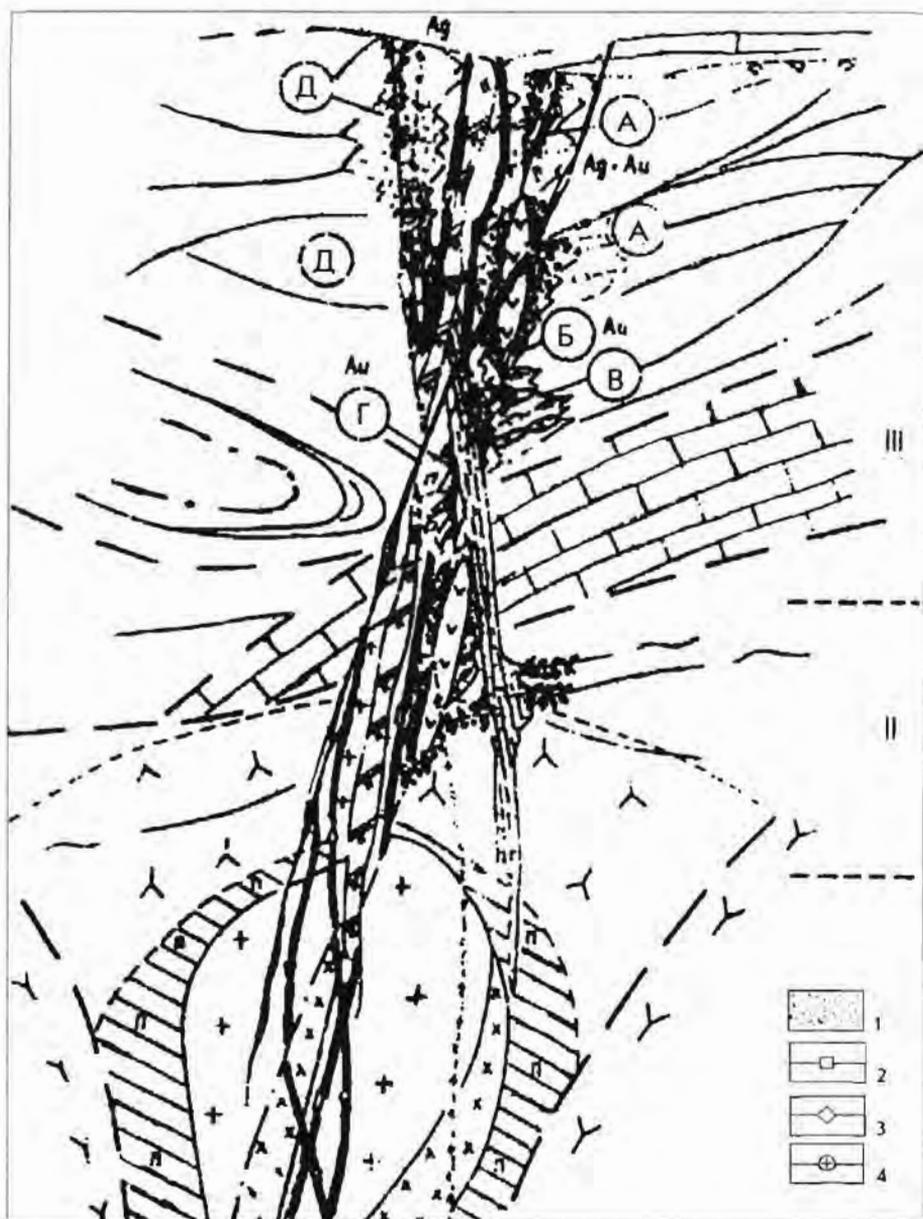


Рис. 4.14. Обобщенная модель золото-серебряной рудной системы Центральных Кызылкумов: 1 – золото-кварцевое и золото-сульфидное оруденение; дорудные, внутрирудные и послерудные дайки; 2 – гранодиориты-граносиениты, 3 – спессартиты и керсантиты, 4 – диабазовые порфиры (По Н. В. Котону, с упрощениями)



Рис. 4.15. Древние (IV–XII вв. до н. э.) отвалы отработанных россыпей долины Кассан, Тянь-Шань, Чаткальский регион

к россыпеобразующим рудным формациям. Однако в пределах Тянь-Шаня отрабатывались золотоносные россыпи в IV–XII веках н.э. Коренные источники их пока неизвестны (рис. 4.15).

Ранняя, по сравнению с силикатами метасоматитов, кристаллизация сульфидов железа определила их роль концентратора золота, поступавшего в зону отложения в виде сложных, возможно, хлор-сероводородных комплексов. В этом случае черносланцевые породы месторождения Мурунтау лишь обеспечивали восстановительный режим рудообразования с буферированием, в частности кислорода, при протекании реакций с участием углерода вмещающих толщ. Корреляция повышенных содержаний золота с мышьяком указывает на участие этого элемента в миграции золота и в образовании вообще рудного парагенезиса золото-серебряной ассоциации с арсенипиритом.

Описанные золоторудные поля, в структурах которых принимает участие дайковый комплекс, обладают рядом сходств с Березовским золоторудным месторождением (Урал), которое мне довелось изучать в 1952 г. Оно размещается в вулканогенно-осадочных породах, сформированных толщиной кембрий-нижнекарбонического возраста, в которую внедрены разновозрастные интрузии гипербазитов, амфиболитов, габбро, гранитов. Они как бы опоясывают рудное поле, рассеянное густой сетью субмеридиональных плагиосиенит-порфириновых, лампрофириновых, гранодиорит-порфириновых и гранит-порфи-

ровых даек, с колеблющейся мощностью в пределах нескольких метров и протяженностью до 20 км. В дайках в широтном направлении размещаются лестничные кварц-турмалин-шеелитовые слабозолотоносные и высокопродуктивные золото-сульфидно-кварцевые жилы. Наибольшую насыщенность кварцевым материалом имеют послелаампрофировые гранит-порфиновые и плагиогранит-порфиновые дайки. Кроме того, вне даек сформировались широтного простираения самостоятельные «красичные» кварцевые жилы с золотым оруденением. В сульфидных кварцевых жилах и прожилках в дайках ведущую роль играет пирит, он в ассоциации с тетраэдритом, теннантитом, галенитом, халькопиритом и более редкими – шеелитом и айкинитом – выполняет или полости в жилах, или трещинки в кварце, образующем лестничные прожилки в дайках. Основная масса золота, отличающаяся тонкими выделениями, выполняет трещинки в пирите, развивающиеся по 100, что, в общем, напоминает распределение золота в пирите месторождения Мурунтау.

В структуре всемирно известного золоторудного поля Колар (Индия) также принимает участие дайковый и кварцево-жильный комплекс; мое знакомство с этим месторождением состоялось в 1964 г. во время Международного геологического конгресса. Это рудное поле пересекается долеритовыми дайками, а также кварцевыми жилами с золотой минерализацией, выполняющей трещины разрыва. На месторождении Колар дайковый и жильный комплекс дополняется жилами, сложенными колчеданными рудами.

Весьма эффектно роль даек в структурах рудных полей просматривается на уникальном Депутатском оловорудном месторождении [Лир, 1998; и др.]. Его рудное поле расположено в Иргичанской структуре пологих дислокаций (Северо-Янский рудный район, Якутия), вытянутой в почти широтном направлении на 50 км (ширина 15–20 км). В геологическом строении Иргичанской структуры принимают участие юрские флишеидные с преобладанием песчаников породы верхоянского комплекса мощностью до 5 км. Они прорываются интрузиями гранодиоритов, порфиридных лейкократовых гранитов, гранит-порфиров и многочисленными разнообразными по составу и возрасту дайками. Многие интрузии, не выходя на поверхность, фиксируются полями ороговикованных пород и зонами грейзенизации. Непосредственно на Депутатском месторождении скважинами вскрыт pluton грейзенизированных биотитовых гранитов и гранит-порфиров. В нем, по данным Ю. В. Лира [1998], содержания рудных элементов составляют: As – 69–254 кларка, Bi – 200–400, Cr – 24–50, Co – 6–7, W – 4–5 кларков.

Семейство даек Депутатского рудного поля включает (рис. 4.16) диабазовые и диабазовых порфиритов тела, лампрофировые и реже диорит-порфиритовые гипабиссальные залежи. Дайки имеют сложные взаимоотношения с рудными телами, и по этому признаку среди них выделяются дорудные, синрудные и послерудные. Л. Н. Индолевым (1967 г.) и Ю. В. Лиром [1998] предложена следующая последовательность развития магматизма и рудного минералообразования Депутатского узла: а) диоритовые порфириты, б) порфиридные биотитовые граниты, в) грейзены, г) кварцевые порфиры и фельзиты, д) касситерит-турмалин-кварцевая ассоциация, е) диабазовые порфириты первой генерации, ж) сульфидная и карбонатно-сульфидная ассоциация, з) диабазовые порфириты второй генерации, и) лампрофиры, к) галенит-сфалеритовая ассоциация.

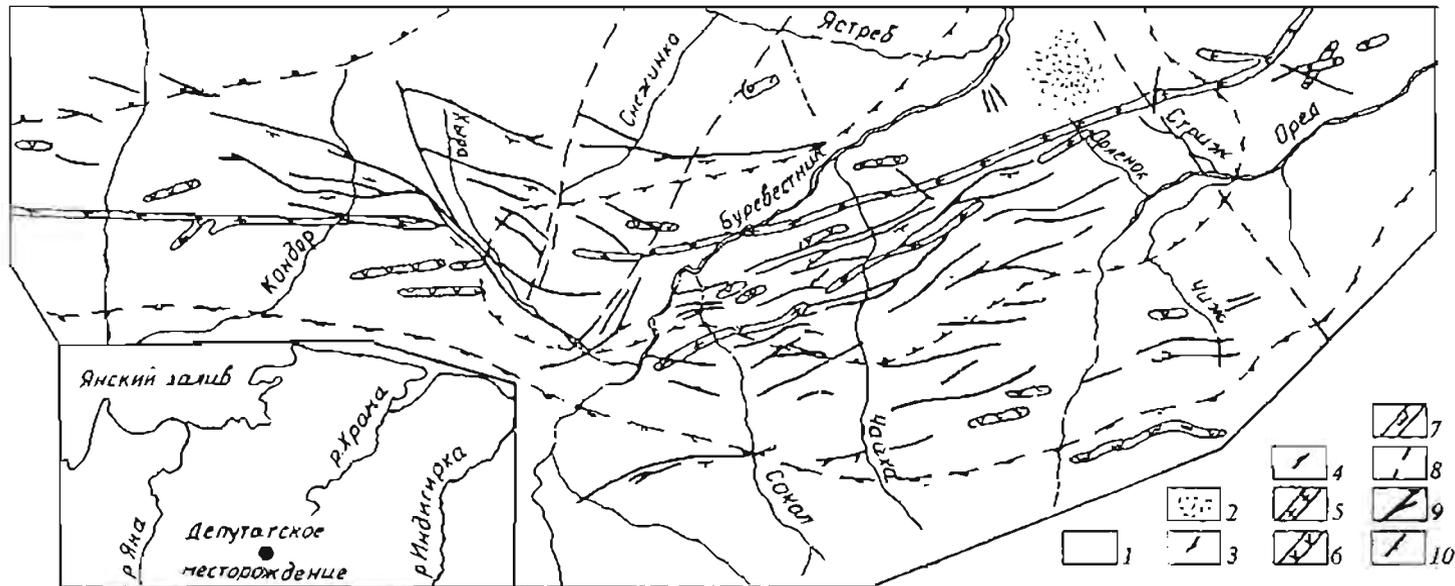


Рис. 4.16. Депутатское рудное поле: 1 – терригенные породы верхоянского комплекса, 2 – слюисто-топазовые грейзены, 3, 4 – контуры контактового метаморфизма, 5 – дайки кварцевых порфиров, риолит-порфиров, 6 – дайки пород основного состава, 7 – дайки лампрофиров, 8 – тектонические разрывы, 9 – рудные тела, 10 – элементы залегания рудных тел

По морфологическим особенностям среди рудных тел выделяются кварцевые жилы, минерализованные зоны дробления и штокверки. Главным промышленным типом являются минерализованные (окварцованные) или кварцево-прожилковые зоны и отчасти штокверки. Кварцевые жилы, размещенные в осадочной толще, в общем составляют незначительную долю промышленных руд.

Таким образом, данные изучения Яно-Колымской золотоносной провинции, Западного сектора Южного Тянь-Шаня и Центральных Кызылкумов с золоторудным месторождением Мурунтау, Березовского месторождения золота на Урале, золото-сульфидного месторождения Колар (Индия), Депутатского оловянного месторождения (Якутия) и сравнение их с другими рудными полями выявляют некоторые общие черты структуры, соотношения и состава участвующих в их строении магматитов, метасоматитов и рудной минерализации. Бросается в глаза тот факт, что дайковые комплексы рудных полей являются производными нескольких типов магм: габброидной, диоритовой, гранодиоритовой, гранитной, плагиогранитной, гранитной со щелочным уклоном и лампрофировой. Количественное соотношение разных типов даек от места к месту меняется, но в целом выявленная ассоциация, пожалуй, является универсальной, свидетельствующей об общем механизме их образования и несомненной связи с формированием гранитоидных поясов. Это позволяет дайковый магматизм рассматривать как некоторую ветвь, возникшую в ходе магматической эволюции соответствующих структур литосферы.

В настоящее время традиционно механизм образования даек связывается с неопределенной формой, малопонятной направленностью и с неизвестным источником энергии тектонических процессов. Однако формирование плутонических гранитоидных поясов происходит в меняющемся термодинамическом режиме: а) подъема температур, сопровождающегося объемным расширением массы расплава и прогреванием вмещающих его блоков земной коры, и б) охлаждения. С первым связано развитие сил сжатия, проявление которых фиксируется прежде всего дислокационными складчатыми структурами, формирующимися во вмещающих плутониты осадочных толщах. Со снижением температур, охлаждением магмы с оттоком тепла, выделяющегося кристаллизующейся силикатной жидкостью, расширение сменяется сокращением объема остывающего расплава на 10–15%. Во вмещающих плутониты толщах, в предыдущую фазу собранных в складки, начинают развиваться ортогональные по отношению к длинным осям гранитоидных интрузий колоссальные силы растяжения, вызывающие разрывы, формирующие открытые трещины.

Достигая глубоких зон магматических камер, трещины меняют режим эволюции силикатного расплава, что приводит к неустойчивости протекающего процесса, к бифуркации системы, от которой отщепляется схизолитовая жидкость. Резко понижающееся в корневой зоне трещинных структур давление влечет подъем диасхистового расплава, который, заполняя трещины, образует дайки или иной формы тела (штоки, интрузивные линзовидные или кольцевые залежи, силлы и др.). В открытых полостях давление значительно ниже литостатического [Соболев, Воробьев, 1999], что и обуславливает гипабиссальные черты формирующегося дайкового комплекса. Разновозрастность

дайковых образований несомненно связана с полихронностью плутонических гранитоидных поясов. И можно полагать, что возраст отдельных серий даек согласуется с формированием разных членов этих поясов.

Такой механизм образования гипабиссальных дайковых тел объясняет многие их особенности. Во-первых, форму, мощность и протяженность дайковых залежей, которые нормируются параметрами трещинных структур, совершенно определенным образом ориентированных по отношению к отдельным плутонам или к их цепям, составляющим звенья плутонических поясов, генерализующих направление дайковых систем. Во-вторых, петрографический состав дайковых формаций, обычно сложенных, как это показано выше (от лейкократовых до меланократовых, от насыщенных кремнеземом и до резко обедненных кварцем), кварцевыми порфирами, лейкократовыми гранит-порфирами, гранит-порфирами, альбит-микроклиновыми гранит-порфирами с субщелочным уклоном, плагиосиенит-порфирами, гранодиорит-порфирами, диорит-порфирами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, плагиопорфиритами, диабазами, долеритами, габбро-порфиритами, габбро-норитами, габбро-диоритами, лампрофирами (спессартиты, керсантиты, одиниты, вогезиты и др.).

Анализируя особенности дайковых образований различных рудных полей, от провинции к провинции повторяющиеся, можно прийти к выводу, что их петрохимический состав определяется глубиной развития трещинных структур, а также связью последних с той или иной зоной магматической камеры или магмогенерирующего очага, в котором происходит разноуровневая дифференциация силикатного расплава.

В структурах всех рудных полей принимают участие лампрофиры, представленные теми или иными членами их семейства. Они обычно мало замечаются исследователями, так как эти породы не находят аналогов ни в плутонической, ни в эффузивной фациях магматитов, которыми профилируются металлогенические провинции, хотя именно лампрофиры по ряду причин заслуживают особого внимания. Поэтому остановлюсь на них более подробно.

Как известно, главнейшей общей особенностью лампрофиров является низкое содержание SiO_2 за счет избытка Al_2O_3 . Свойственный этим породам гетероморфизм затрудняет или вообще исключает построение сколько-нибудь обоснованной классификации, опирающейся на их химизм; необычен также и минералогический состав лампрофиров. Несмотря на меланократовость, в них широко представлены железомagneзиальные силикаты (слюды, роговые обманки и др.), в составе которых известную роль играют Na, K и OH. В образовании лампрофиров в той или иной комбинации принимают участие: оливин $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$, авгит $8[(\text{Ca, Na})(\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Al})(\text{Si, Al})_2\text{O}_6]$, лабрадор $(\text{Ca, Na})[(\text{Al, Si})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, калиевый олигоклаз $(\text{K, Ca})[(\text{Si, Al})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, анортотклаз $(\text{K, Na})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, нефелин $\text{Na}_3\text{K}[\text{AlSi}_4\text{O}_{14}]$, лейцит $16[\text{KAlSi}_2\text{O}_6]$, мелилит $2[(\text{Ca, Na, K})_2(\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})(\text{Si, Al})_2\text{O}_7]$, апатит $\text{Ca}_{10}\text{F}_2(\text{PO}_4)_6$, биотит $\text{K}(\text{Mg, Fe})_3(\text{Al Si}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, мусковит $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$, роговая обманка $2[(\text{Na, Ca})_{2-3}(\text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5(\text{Si, Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH, F})_2]$, анальцим $\text{Na}[\text{Al, Si}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$, вермикулит $(\text{Mg, Ca})_{0,7}(\text{Mg, Fe}^{3+}, \text{Al})_6(\text{Al, Si})_8\text{H}_2\text{O}$, цир-

кон $ZrSiO_4$, магнетит Fe_3O_4 , кварц SiO_2 (акцессорный), рутил TiO_2 (акцессорный).

Присутствие в этой ассоциации нефелина, лейцита и мелилита указывает на крайнюю недосыщенность кремнеземом минералов всех пород лампрофирового семейства. Этот факт наводит на мысль, что в ходе эволюции магматического расплава, при смене режима в глубинных зонах литосферы, стимулированного трещинными структурами, происходит отщепление кремнекислоты от силикатной жидкости.

Механизм десилицификации магмы, вероятно, определяется ярко выраженными свойствами кремния. Он отличается большой энергией связи на нуклон в ядре ^{28}Si , малым размером атома (атомный радиус 0,133 и ковалентный – 0,1175 нм), высокой электроотрицательностью, большим электрическим зарядом, что обуславливает его ковалентные с высокой энергией связи с кислородом ($SiO = 445$ кДж/моль), высокой прочностью гетероцепей ($Si = O = Si$) и особой устойчивостью цепей $Si - O - Si...$ Это и приводит к развитию полимеризации кремнекислородных тетраэдрических структур (рис. 4.17), развивающейся на основе жестко скрепленных тетраэдров $(SiO_4)^{4-}$, которые в ходе эволюции магматического диасхистового процесса при снижении температуры связываются друг с другом кислородными вершинами попарно ($Si_2O_6^{6-}$) в замкнутые кольца из трех тетраэдров ($Si_3O_9^{6-}$) или из четырех ($Si_4O_{12}^{8-}$), шести ($Si_6O_{18}^{12-}$) и, постепенно усложняясь, образуют комплексные высокозарядные анионы $[Si_nO_m]^{(2n-4m)-}$.

Однако такая модель дифференциации требует объяснения перехода высокозарядных анионных кремнекислородных полиэдров в нейтральную форму SiO_2 , а именно: $(Si-O-Si) \rightarrow (SiO_4)^{4-} \rightarrow [Si_nO_m]^{(2n-4m)-} \rightarrow ? \rightarrow SiO_2$.

Полимеризация, возможно, и определяет отщепление высокополимерных групп кремнекислоты от магматического расплава. Этот процесс приводит к образованию, с одной стороны, низкокремнеземистой силикатной жидкости, являющейся основой образования специфического семейства лампрофировых пород, а с другой – кварцевого субстрата. Имеются основания думать, что развитие этого процесса происходит не без участия ликвации и при высокой флюидонасыщенности силикатной жидкости. Обедненная кремнеземом её часть образует дайковый лампрофировый комплекс, кстати сказать, содержащий всего лишь 34,4% минералов кубической и гексагональной сингоний, тогда как минералов моноклинных и триклинных сингоний в них присутствует 44,4%, что указывает на сниженное внутрикамерное давление в фазу раскристаллизации расплава, несмотря на значительные глубины развивающегося процесса десилицификации магмы.

По-видимому, эволюция силикатного расплава в глубинных зонах Земли может развиваться по схеме левой ветви реакционного ряда Боуэна, в которую входят фаялит-форстеритовая ($Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$), энстатит-бронзитовая ($Mg_2Si_2O_6-Fe_2Si_2O_6$), диопсид-геденбергитовая ($CaMgSi_2O_6-CaFe^{2+}Si_2O_6$), авгит-эгериновая (Ca, Mg, Fe^{2+}, Al) $[(Si, Al)_2O_6]-NaFe^{3+}[Si_2O_6]$ пары, а также амфиболы иногда с резко выраженной ролью роговой обманки $(Mg, Fe)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2-Ca_2Na(Mg, Fe)_4(Al, Fe)(Si, Al)_4O_{11}[OH]_2$ и слюды флогопит-биотитовой ассоциации $KMg_3[Si_3AlO_{10}][F, OH]_2-K(Mg, Fe)_3$

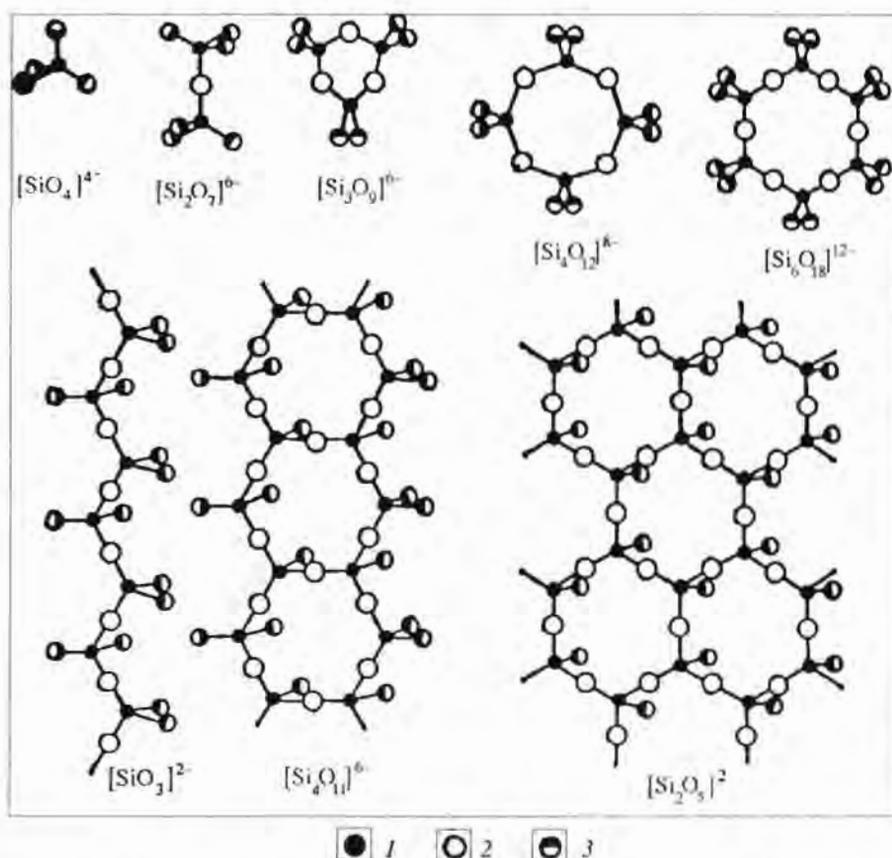


Рис. 4 17. Главные типы оксисиликатных ионов: 1 – атом кремния, 2 – мостиковый атом кислорода, 3 – концевой атом кислорода

$[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}][\text{OH}, \text{F}]$. Иными словами, её ход фиксируется изолированными тетраэдрами, их непрерывными, а затем сдвигивающимися анионными цепочками, наконец, сменяющимися непрерывными слоями. Вместе с тем можно предположить, что этому предшествовала эволюция магматического расплава, реализовывавшаяся в соответствии с правой ветвью реакционного ряда, диверсифицировавшаяся в гранитообразующий процесс.

Цели настоящей книги не позволяют представить развернутую схему эволюции магматического расплава, на какой-то стадии претерпевающего бифуркацию. Здесь рассмотрена лишь одна ветвь процесса. Такая трактовка развития магматического процесса помогает понять прежде всего проблему накопления кварца, экспансию его огромных масс в развивающиеся трещинные системы в дайках, в осадочных толщах и в высоко проницаемые зоны дробления и брекчирования пород, подвергающихся интенсивному окварцеванию. Формирование трещинных систем в дайковых телах в виде лестничных или иных более сложных ветвящихся структур, или полостей отслаивания даек от вмещающих пород, или протяженных трещин разрыва в осадоч-

ных толщах, часто сопровождающихся образованием обширных зон дробления и брекчирования пород, следует связывать с возобновляющейся контракцией, сопровождающейся развитием сил растяжения, которыми в новой геологической ситуации вовлекаются в деструкцию уже в какой-то мере консолидированные осадочный комплекс и дайки, иногда небольшие штоки магматитов.

Весь процесс сопровождается прогрессивным снижением давления и температуры, вызывающим подъем кварцевого расплава. Трещины, возникающие в дайковых породах под действием сил растяжения, залечиваются лестничной или иной сложной сетью кварцевых прожилков, в трещинах отслоения даек от вмещающих пород образуются околодайковые кварцевые жилы; в открытых трещинах, формирующихся в осадочной толще, образуются изолированные жильные тела как самостоятельная кварцево-жильная формация; параллельно происходит окварцевание высокопроницаемых зон дробленных пород, что приводит к образованию прожилковых минерализованных залежей или штокверков. Кварцевый субстрат в трещинные системы, по-видимому, внедряется в виде ошелоченного солевого расплава, на что, например, указывают «плавающая» брекчия вмещающих пород в кварцевых жилах и многие другие признаки, о которых я лишен возможности здесь говорить. Подъем кварца в какой-то мере определяется не только снижением давления в трещинах, которое намного ниже литостатического, но и относительно большим удельным объемом $(\text{SiO}_n)^m > 0,1$ полимерных групп кварцевого расплава.

Такое толкование процесса снимает трудности, с которыми сталкиваются представления о гидротермальном переносе кварцевого материала к месту образования жил. Примером наиболее загадочного феномена может служить кварцевая жила Мазерлод (США). Подсчеты показывают, что на перенос массы слагающего ее кварца потребовалась бы перекачка гидротерм, по объему соизмеримых с Мировым океаном. Однако предлагаемая здесь модель образования кварцевых жил не исключает в ряде случаев их формирование за счет миграции кремнезема из вмещающих пород, на что указывают мои подсчеты баланса кварца в околожильных зонах, а также работы Бойля, Шера и др.

Изучавшие золото в кварце из различных рудных формаций, вероятно, обращали внимание на ксеноморфный характер его выделений. Во многих месторождениях золото в кварцевой матрице выполняет трещинки, образуя соответствующие палочковидные, дендритовидные и другие ветвящиеся формы. Развитие трещин в кварце, заполняющихся золотом, вероятно, связано с переходом β -кварца в α -кварц, в ходе которого меняется положение осей симметрии кварца, что, как известно, сопровождается дроблением кристаллов, образованием трещин, отслаиванием пластинок, согласующихся с гранями призмы или ромбоэдра. В соответствии с нормирующими этот процесс температурами и давлением такой переход ($\beta\text{SiO}_2 \rightarrow \alpha\text{SiO}_2$) должен происходить на глубинах около 5–7 км.

Труднее объяснить появление трещин в полевых шпатах или пирите, в частности, также заполняемых золотом или другим рудным веществом. В пи-

рите трещины формируются в направлении граней 100. Однако, возможно, и в этом случае возникающие в различных минералах трещинки развиваются под влиянием общей контракции, проявляющейся в ходе формирования рудных полей. Вероятнее всего, растягивающими напряжениями определяется идиоморфизм касситерита, например, Депутатского месторождения, особенно ярко проявленный в прожилковых минерализованных зонах и штокверках. Однако ксеноморфизм сульфидов с золотом, касситерита и других рудных минералов, отлагающихся при более низких температурах, скорее всего связан со взрывами минералов (кварца, полевых шпатов, сульфидов и др.), пересыщенных флюидными включениями, внутрикристаллическое давление которых резко возрастает при снижении температуры и давления, оказывающегося много ниже литостатического и внутривещного давления породного массива.

Бифуркация неустойчивой силикатной системы сопровождается также и отщеплением рудогенных элементов. При этом система теряет свои начальные свойства ретроградности и переходит в прогрессивную стадию, для которой захват, концентрация и перенос рудных элементов весьма характерны, что, по-видимому, происходит почти одновременно с экспансией кварца. Эта стадия обычно отличается развитием метасоматических процессов, часто выстраивающихся в многостадийную колонну. В ходе падения температур, снижения давления, вызывающего импульс кристаллизации расплава, происходит повышение окислительного потенциала системы, поскольку трехвалентное железо начинает входить в решетку силикатов (авгит-эгириновая и амфибол-роговообманковая ассоциации). Возникающая при этом деполимеризация приводит к нарушению связей кремния с кислородом, вызывая образование кремний-фтор-галогенных или аквакомплексов, что не может не способствовать возрастанию подвижности рудогенных элементов, их миграции и концентрации на пороговых геохимических барьерах. Именно эту стадию развития расплава можно назвать метасоматит-рудообразующей.

Разумеется, это лишь грубая схема эволюции диасхистового процесса в рудогенерирующем очаге. Тем не менее уникальная концентрация, например золота, просматривающаяся в громадных его количествах в Яно-Колымской золотоносной провинции или в рудном поле Витватерсранд, оцениваемых несколькими сотнями тысяч тонн (от 400 до 800), несомненно, связана с гипабиссальным магматизмом. Аналогичным примером может служить Депутатское рудное поле, в пределах которого сконцентрировано несколько сотен тысяч тонн олова и др. Откуда поступает такое количество рудного вещества в диасхистовую или близкую к ней зону? Трудно сказать. Не исключено, что громадная концентрация рудогенных химических элементов в локальных зонах связана с продолжающейся дифференциацией внутри планетарного вещества.

Из всего изложенного следует, что развитие тектоно-магматических гранитоидных поясов разбивается на две генерализованные фазы, которые по проявляющимся силам и их эффекту, фиксируемому дислокационными и разрывными структурами в земной коре, можно назвать: 1) **пликативно-компрессионной** и 2) **контракционно-дилатационной**. В первую фазу происходит становление плутонической фации гранитоидного магматизма, сопровож-

дающегося дислокациями вмещающих плутоны толщ. В контракционно-дилатационную фазу, развивающуюся по меньшей мере в три стадии, происходит термическая контракция плутонов (сокращение объемов на 10–15%), сопровождающаяся в обширной их экзоконтактной зоне трещинообразованием, внедрением в возникающие полости силикатного расплава, формирующего дайковые комплексы. Во вторую стадию проявляется импульс новой контракции, вовлекающей в трещинообразование сформировавшийся дайковый комплекс и массивы вмещающих дайки осадочных толщ; в эту стадию развитие сил растяжения сопровождается экспансией кварца из глубинных зон земной коры. Отличительной чертой третьей стадии контракционно-дилатационной фазы является становление плутонических поясов и яркое проявление рудной минерализации, частично совмещенной с экспансией кварца и прогрессивным метаморфизмом.

Полихронность плутонических поясов гранитоидов определяет не только разновозрастность дайковых свит, хотя и образующих единые пояса, но и вызывает многостадийность кварцевой экспансии, а также метасоматических и рудообразующих процессов.

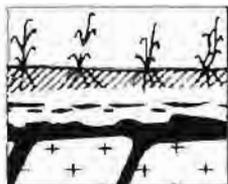
Массивы горных пород, в которых в контракционно-дилатационную фазу эволюции тектоно-магматических поясов формируется дайковый комплекс, несомненно, могут рассматриваться как упруго-вязкая среда. Поэтому развивающееся в них трещинообразование может быть описано уравнением следующего вида:

$$W_b = - B_1(P^2/2E)l^2 + C_1; Z_b = B_2(P^2/2\eta)l^2 + C_2,$$

где: W_b – избыточная упругая энергия; Z_b – мощность диссипации, пропорциональная площади концентрации напряжений, E – упругий модуль, B_1 и B_2 – численные коэффициенты, l – длина трещин, η – вязкость горных пород, слагающих массивы, в которых формируются трещины.

В заключение замечу, что, например, оловоносные и золотоносные россыпеобразующие формации рудных полей, рассеянных гипабиссальными дайками, отличаются важными особенностями. В первых рудная ассоциация характеризуется пирротином, а жильная и метасоматическая – тюрингитом и шерлитом. В золотоносных, соответственно, – пиритом и пеннингом; шерлит – редкий гость в золоторудных парагенезисах. Это указывает на дефицит серы при формировании оловорудных месторождений, тогда как золоторудная минерализация протекает при ее избытке, что и определяет в ней ведущую роль пирита. Эти фундаментальные различия оловянного и золотого плутоногенного оруденения чрезвычайно ярко проявляются в целых металлогенических провинциях.

Мне кажется, что по разным причинам отодвинутая на задворки проблема развития дайкового магматизма заслуживает того, чтобы к ней обратиться снова. Современная аппаратная база позволяет решить некоторые вопросы, чего нельзя было сделать в то время, когда дайкам уделялось большое внимание. Как показано выше, многие ученые неоднократно обращались к этой проблеме не случайно, они рассматривали её в качестве перспективного направления металлогенических исследований и изучения закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре.



II КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

5. МОРФОСТРУКТУРЫ МАТЕРИКОВ

Рудные россыпеобразующие формации, являющиеся коренными источниками россыпных месторождений, размещаются, как показано в разд. 4, в структурах земной коры в прямой зависимости от характера тектоно-магматического развития соответствующих зон. Геологические особенности этих зон четко проявляются в ходе их тектоно-геоморфологической эволюции. Поэтому общая схема образования россыпей всех полезных ископаемых связана, с одной стороны, с развитием тектоно-магматических зон и складчатых областей, преобразующихся на определенных этапах в незавершенные платформы или активизированные орогенные структуры и далее в платформы, с другой – с поверхностью континентов. Особое место в тектоно-геоморфологической эволюции поверхности и развитии россыпеобразующего процесса принадлежит послеорогенной стадии складчатых систем, понимаемой мною в том смысле, какой вкладывал Г. Штилле в термин «орогенез». Таким образом, россыпи тесно связаны с морфоструктурным планом как тектонических поясов в целом, так и поверхностей собственно металлоносных провинций и сопредельных зон, т. е. с внешними формами континентов. Правда, морфогенез, не определяя всего многообразия условий образования россыпей, по существу – только арена, хотя и очень важная, для проявления сложных процессов различных типов литогенеза.

Одна из сторон литогенеза выражена, как известно, в накоплении освобожденного от материнской жильной породы рудного вещества, не только закономерно концентрирующегося на определенных участках рельефа, внешне отражающих геолого-тектоническую эволюцию рудных полей, но и не менее закономерно связанного с образованием конкретных генетических типов континентальных отложений. Таким образом, все варианты россыпеобразующего процесса обусловлены эволюцией континентального литогенеза, ход которого видоизменяется в различной физико-географической обстановке в зависимости от тектонического режима данного сегмента земной коры, рельефа, а также климатических условий. Детали этой зависимости фиксируются в геологических особенностях месторождений широкого спектра полезных ископаемых, представленных минеральным веществом с различной гипергенной устойчивостью.

Породообразование на континентах всегда развивается в трех последовательно сменяющихся зонах: разрушения коренных пород и мобилизации минерального вещества, сноса (транзита) обломочного материала и его переработки, накопления (аккумуляции) осадка. В планетарном масштабе по одну сторону границы раздела между денудацией и аккумуляцией находятся орогенные или подвижные пояса с интенсивным проявлением горообразования, по другую – платформы и все подобные им структуры древнейшей консолидации. Ясно, что континентальный литогенез и россыпеобразование в пределах этих главнейших структур планеты, к которым следует добавить еще и вулканогенные пояса, приравняваемые по рангу к платформам и геосинклиналям, протекают по-разному.

Однако между теми и другими существуют сложные тектонические связи, которые не позволяют четко разделить указанные выше зоны мобилизации, транзита и накопления минерального вещества.

Еще А. П. Карпинский подчеркивал несомненную зависимость колебательных движений, например в пределах Русской платформы, от параллельно проявляющихся тектонических процессов в герцинидах Урала, с одной стороны, и в альпийской зоне Кавказа, с другой. Несомненно, что развитие Сибирской платформы также не было изолировано от формирования сопряженных с ней складчатых систем, в частности от мезозойд Северо-Востока России, Монголо-Охотской системы и других регионов, даже если не признавать их перикратонного происхождения. Рассматривая в таком же плане Северо-Американский континент, нельзя не обратить внимание на связь развития Канадского щита (платформы) с обрамляющими его с запада и юго-востока орогеническими зонами. Она подчеркивается, например, симметричным по отношению к платформе положением складчатых поясов. В западной части Южной Америки и Восточной Азии аналогичная симметрия создается соотношением жестких структур и вулканогенных поясов с типичными для них золото-серебряными месторождениями. Вероятно, это можно сказать и об Африканском континенте, и еще в большей степени об азиатской сложной системе структур, включающей Китайскую платформу и Индийский субконтинент, а также в отношении Австралийского континента.

Отмеченные связи отражают процессы в верхней мантии, ими обусловлено разновременное в аналогичных стадиях образование континентальной коры – ее возникновение и развитие на океаническом основании. Именно эта общепланетарная причина энергетической активности различных структурных элементов земной коры, с неодинаковым эффектом проявляющаяся в развитии платформ, орогенных систем и вулканогенных поясов, создает различия в тектоно-магматическом, а затем и в геоморфологическом фоне – арене континентального литогенеза и россыпеобразования.

О роли этих процессов в эволюции Земли можно судить лишь предположительно. Но расчеты показывают [Кеннеди, 1961, с. 10; Григорьев, 1971, с. 140], что современные темпы эрозии суши, экстраполированные в геологическое прошлое, должны полностью смыть в течение 10–25 млн лет все материки до уровня Мирового океана. Поскольку же они существуют, возвышаясь над ним более чем на 800 м (в среднем), то, вероятно, это связано с постоянно действующими компенсационными силами, которые восстанавлива-

ют нарушаемое эрозией равновесие. Следовательно, можно говорить о равнозначных взаимокомпенсирующихся процессах – эндогенных и экзогенных, непрерывно проявляющихся на Земле. Эта общая тенденция развития поверхности планеты безусловно является внешним выражением ее эволюции в целом. Поэтому тем более нельзя согласиться с И. В. Мелекесцевым [1979], отводящим исключительную роль субаэральному вулканизму своим утверждением, что «вулканизм был и остается в настоящее время одним из ведущих факторов, активно преобразующих земную поверхность». Во всех случаях в общей цепи рельефообразующих сил должны иметь место явления, компенсирующие нарушаемое ими равновесное состояние планеты. Познание их становится особенно важным теперь, когда почти достоверно доказано отсутствие «утопающих» в мантию «перегруженных» блоков земной коры. Эти силы могут выступать в качестве следствия вулканических либо иных процессов или, напротив, причиной их проявления. Поэтому было бы ошибкой рассматривать так называемый геоморфологический этап рельефообразования и связанное с ним россыпеобразование без факта, например, исчезновения Берингии или воздымания Памира или, наконец, без учета всех морфоструктурных особенностей континентов.

Контрастность условий образования россыпей на платформах и в подвижных поясах проявляется прежде всего в энергии рельефа, в масштабах и характере движений, наследующих в значительной степени предшествующие тектонические процессы. Если рассматривать платформы, мобильные системы и вулканогенные пояса в более широком плане, то в каждой из этих планетарных структур можно установить свои зоны мобилизации, переноса и аккумуляции материала, однако в силу резко дифференцированной мобильности названных структур их роль в континентальном породообразовании оказывается неодинаковой, чаще всего несравнимой. Для одних наиболее характерными являются россыпи подвижных, но с большим показателем константы гипергенной устойчивости минералов, в других, напротив, накапливаются наименее подвижные с высокой гипергенной устойчивостью минералы, третьи занимают как бы промежуточное положение между теми и другими и не являются в полном смысле слова типичными провинциями россыпной металлоносности или минерагении.

Материковые платформы

Крупнейшими структурными элементами континентов являются материковые платформы, совмещенные с разновозрастной складчатостью (докембрийской, меньше – палеозойской и мезозойской). Они не наследуют очертаний эпигерцинских и альпийских платформ, отдельные части которых в результате интенсивной переработки в неотектонический этап преобразованы в обширные зоны молодого горообразования.

С материковыми платформами связаны очень важные для направленно-россыпеобразующего процесса морфоструктуры.

Среди них прежде всего должны быть выделены величайшие равнины мира, которые сформировались на кристаллическом основании в процессе

длительного сложного развития древних и неотектонических движений. Эти морфоструктуры в большинстве случаев совмещены с плитами, т. е. с теми участками платформ, на которых преобладало погружение фундамента и накопление мощного осадочного чехла (Западно-Сибирская равнина, Центральная Африка – область оз. Чад, Арало-Каспийская область и др.). Подобные структуры на протяжении многих геологических эпох служили областями континентального седиментогенеза, где сформировались серии платформенных формаций, нередко заключавших в своих краевых или предгорных частях россыпи (рис. 5.1).

Следующими по значению (если принимать во внимание не только их размеры, но и роль в континентальном породообразовании) в пределах материковых платформ могут быть выделены области денудации. Они развивались на протяжении многих геологических эпох и в этом смысле как бы противопоставлены великим равнинам. Денудационные области представляют собой щиты или сводовые поднятия платформ, нередко с выступами кристаллического фундамента. К подобным структурам планетарного значения относится архейский остов с выступами фундамента Африканской платформы. Эта структура чрезвычайно интересна в том отношении, что здесь архей местами перекрыт протерозойской серией, включающей Витватерсрандскую систему с всемирно известными золотоносными конгломератами, в то время как отвечающая ей область денудации с нижнего палеозоя не покрывалась осадками. Другими примерами областей длительной денудации могут быть Скандинавский щит и п-ов Индостан. В пределах последнего архей и более молодые образования докембрия выходят на значительной территории на земную поверхность, тогда как на остальной части Индийского субконтинента эти породы испытали погружение и на них сформировался чехол, сложенный горизонтально залегающими отложениями, среди которых собственно морские формации редко присутствуют в разрезе.

Материковые платформы включают также области смешанных морфоструктур. Они возникли либо в результате медленных вертикальных движений с положительным знаком отдельных частей (антеклизы), что привело к формированию массивов с выступами кристаллического фундамента, либо в результате накопления чехла слабодислоцированных осадков – зоны аккумуляции континентальных отложений – под влиянием более или менее длительного погружения. Ярким примером сочетания структур, с которыми связаны области денудации и локальные континентальные седиментационные бассейны, может служить Сибирская платформа.

Несомненно, что материковые платформы в том виде, в каком мы их сейчас наблюдаем, окончательно оформились в неотектонический этап. Именно этому периоду придает большое значение И. И. Николаев [1961б], совершенно справедливо подчеркивая, что «преобладающим типом движения являются ритмичные колебания инверсионного типа. Нельзя не отметить общности крупных ритмов тектонических движений, по-видимому охватывающих весь континент, но проявляющихся различно в разных его частях... сопоставление таких ритмов движений в пределах Северной Африки и Северной Америки позволяет говорить об общности движений, охватывающих разные континенты, об их *планетарном значении*» (курсив мой. – Н. Ш.) [с. 323].

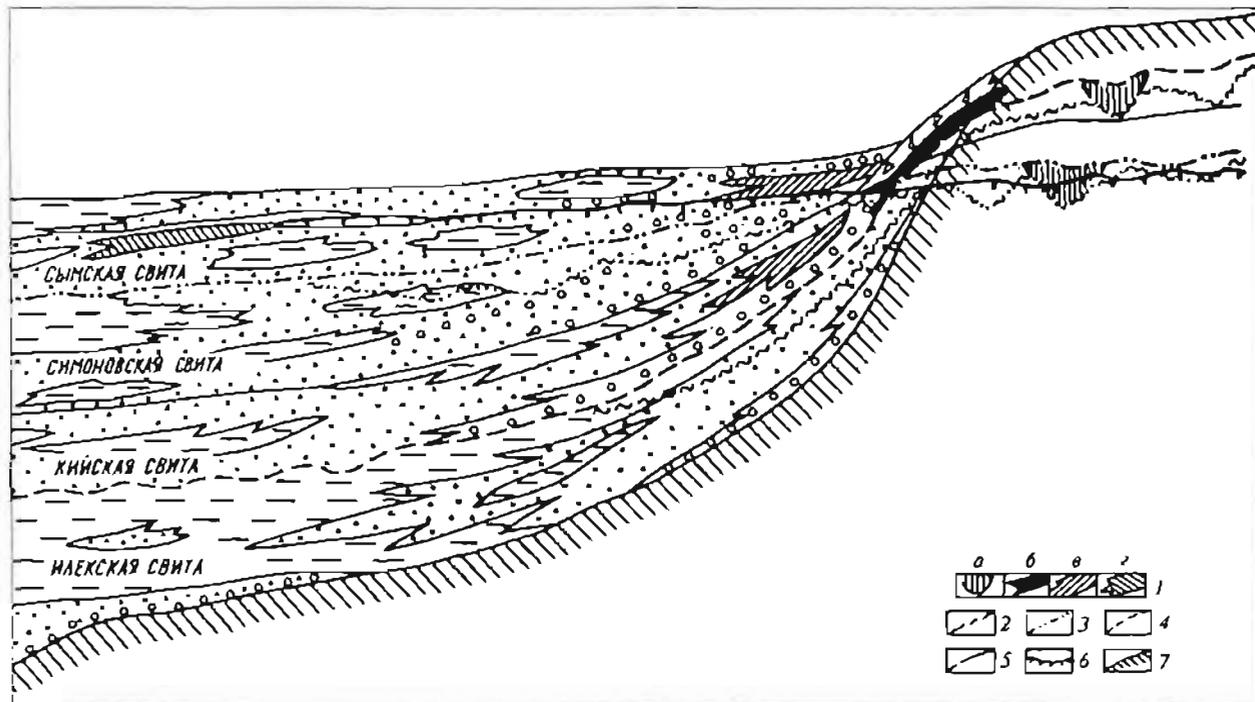


Рис. 5.1. Схема залегания россыпей в краевых частях Западно-Сибирской равнины [Генетические типы, 1960]. 1 — россыпи: а — элювиальные, б — аллювиально-делювиальные, в — аллювиальные, г — аллювиально-озерные; нижние границы: 2 — нижнемеловой формации коры выветривания (апг), 3 — верхнемеловой формации коры выветривания (коньяк-сеноман); поверхности размыта: д — в апг-альбе, е — в сенон-датское время, б — в четвертичный период; 7 — фундамент

Разумеется, такая общность движений прежде всего проявилась в формировании на различных континентах, в той их части, где развиты материковые платформы, единой серии аналогичных морфоструктур, представляющих собой по особенностям строения и характеру развития «платформенный комплекс». Каждой из них свойствен свой тип россыпей с определенным, присущим ей набором полезных ископаемых. Их можно связывать с аллохтонными формациями континентальных осадков, поэтому россыпи могут быть отнесены к аллохтонным месторождениям.

Горные пояса

Горные пояса планеты, где происходит мобилизация минерального вещества, содержащего и рудные компоненты для россыпных месторождений, занимают в современной структуре континентов пространства, почти соизмеримые с материковыми платформами. Если при этом учесть, что многие из них унаследовали древние, палеозойские и мезозойские горные системы, то вполне очевидна значимость их роли в накоплении гипергенно устойчивых минералов различных полезных ископаемых не только в зоне аккумуляции осадков, но и во время переноса, когда происходит дифференциальная переработка обломочного материала. Современный план размещения россыпей в целом контролируется горными странами. Однако он часто осложнен пространственным несовпадением древних и новейших зон мобилизации, транзита и накопления рудного вещества в осадочном чехле, а также знакопеременными неотектоническими движениями отдельных блоков в пределах самих горных стран, что сопровождается формированием орогенных межгорных прогибов – локальных зон аккумуляции осадков и т. д. Современная структура горных поясов планеты очень сложна, но геоморфологически четко выражена на всех материках.

Наиболее ярко эта структура проявилась в Азии, где от Памира и Гиндукуша, от одной из наиболее высоких вершин мира – Пика Коммунизма, протягиваются сложные горные системы: в северо-восточном направлении – к Чукотскому полуострову, в юго-восточном – к Индокитаю и в западном – на соединение с Европой. Не менее величественный горный пояс – системы цепей, обрамляющие Европу с юга и связанные с горами Атлас в Африке. Им не уступает по размерам система хребтов, опоясывающих с запада Южную и Северную Америку. Несколько меньше масштабы горных поясов Африканского и Австралийского континентов, островов Индийского и Тихого океанов. Особого упоминания заслуживают, несмотря на сравнительно небольшие размеры, горные системы Урала, Аппалачей, Аравийского полуострова, Скандинавии.

Отходящий в северо-восточном направлении от Памира горный пояс обрамляет юго-восточный край Сибирской платформы и отделяет ее от Китайской платформы. Он включает Тянь-Шань, Алтае-Саянскую горную область, Забайкальскую систему хребтов и нагорий, Становой и Джугджурский хребты, Алданское нагорье. Далее к востоку простирается огромная территория (бассейны рек Яна, Индигирка, Колыма), в рельефе которой господ-

ствующее положение также занимают горные сооружения. Они являются северо-западной частью поднятий, почти непрерывным кольцом окружающих моря Тихоокеанского бассейна. Через хребты северного побережья Охотского моря, Камчатки и Курильских островов этот горный пояс смыкается с цепями хребтов юга Дальнего Востока и Японии. В горных районах Чукотки и о-ва Врангеля, на возвышенностях Командорских и Алеутских островов обнаруживаются его соединительные звенья с хребтами Аляски и простирающимися далее на юг горами Северной Америки.

От Памира и Гиндукуша начинается гигантский горный пояс, протягивающийся в юго-восточную Азию. Это Гималаи и Кунылунь, между которыми расположено высочайшее плато мира – Тибет. К югу и юго-востоку система хребтов этого пояса с одной стороны продолжается в Индокитае, с другой – на юг Китая; отдельные звенья системы обнаруживаются на островах Суматра, Калимантан, Новая Гвинея и других, более мелких, разделяющих Тихий и Индийский океаны.

К юго-западу от Гиндукуша находится обширное горное плато (Иранское нагорье), сменяющееся к востоку горными системами Кухруд и Загрос, с одной стороны непосредственно смыкающимися с Кавказом, с другой – с нагорьями Малой Азии (Понтийские горы и др.). За Босфором и Дарданеллами располагается уже горный пояс Европы (Балканы, Карпаты, Апеннины, Альпы, Пиренеи), являющийся как бы западным фронтальным барьером Русской материковой платформы.

В Африке горные системы выделяются не так отчетливо, как на других континентах. Здесь господствующее положение занимает материковая платформа, но она в целом относится к числу наиболее приподнятых над уровнем моря подобного рода структур.

Хребты Брукса и Аляскинский, сливающиеся в западной части п-ова Аляска, дают начало еще одному планетарному горному поясу, состоящему из сложной системы цепей (Скалистые горы). В центральной части горного пояса находится интенсивно поднимающееся молодое плато Колорадо, обрамленное с востока Береговым хребтом и Сьерра-Невадой. В Южной Америке по западному краю материка расположен Южно-Американский горный пояс – Анды, состоящий из хребтов, линейно вытянутых с севера на юг. Вдоль Анд, строго повторяя их изгибы, проходит глубоководный желоб, близко придвинутый к континенту. Он, по-видимому, может рассматриваться как генетически единое с материковыми морфоструктурами образование, влияние которого определяет современную активность Южно-Американских горных систем. Аналогичную роль в Северной Америке, по-видимому, играют трансформный разлом Сан-Андреас, а севернее его, как считает С. Уэла [1980, с. 105], погребенный желоб под Скалистыми горами.

Указанные гигантские горные пояса планеты в пределах Евро-Азиатского материка имеют почти широтное простираение, на обоих Американских континентах – меридиональное. В меридиональном направлении ориентирован также Водораздельный хребет вдоль восточного побережья Австралии. Такие большие горные системы планетарного значения, как Урал, Верхоянский хребет, цепи Черского, Аппалачи, а также некоторые другие, спаиваю-

щие различные части древних платформ, расположены в меридиональном или близком к нему направлении.

История развития и морфоструктурные особенности горных поясов Земли рассмотрены достаточно детально в работах Н. И. Николаева [1961а, б и др.], Л. Кинга [1967] и многих других исследователей, публикации которых посвящены некоторым крупным регионам Африки, Австралии, Западной Европы, Южной и Северной Америки, Антарктиды. В большинстве работ, как правило, подчеркнуты общие черты строения горных поясов, более или менее одновременные для всей планеты периоды появления в их пределах интенсивных неотектонических движений на рубежах олигоцен–миоцен, миоцен–плиоцен, плиоцен–антропоген, нижний–средний антропоген и т. д. Так, Н. И. Николаев [1961а] считает типичными для евразийской системы «интенсивные, направленные новейшие тектонические движения с большими градиентами, сильно дифференцированные, с преобладанием общих поднятий. Области горообразования соответствуют областям не только проявления современного горообразования, но и складкообразования» [с. 302]. Этот вывод несомненно справедлив для всех горных поясов планеты. Исследователь полагает, что «для областей горообразования суммарная амплитуда движений оказывается в 6–12 раз большей, чем на материковых платформах. Так, для Кавказа размах движений доходит до 10–12 км (+5; –5–8 км), для Тянь-Шаня до 12–15 км, для Забайкалья 4–6 км и т. д.» [Николаев, 1962, с. 255]. Автор отмечает здесь также, что комплексно проявляющийся процесс горообразования в большинстве случаев приводит к увеличению толщины земной коры в виде образующихся корней гор, достигающих 50–70 км и более, что обуславливает формирование в этих областях гравитационного минимума. Общей закономерностью в развитии горных поясов, по мнению Л. Кинга [1967], является историческая унаследованность различных древних горных систем (палеозойских, мезозойских и кайнозойских), что для рассматриваемой проблемы россыпеобразования имеет крайне важное значение. При наложении более молодых циклов горообразования на древние морфоструктуры всегда сохраняются реликты прошлой истории горных поясов. Такие реликтовые фрагменты могут быть участками дочетвертичной концентрации в рыхлом покрове рудных компонентов, т. е. россыпей различных полезных ископаемых.

Необходимо особо отметить, что процесс горообразования в пределах горных поясов сопровождается формированием совмещенных со складчатыми зонами высочайших линейных хребтов, чередующихся с глубокими прогибами или впадинами, иногда служащими ваннами для озер значительных размеров. Нередко части горных поясов воздымаются в виде обширных блоков мобильных систем или материковых платформ различного возраста. Так возникают горные плато, а в краевых зонах горных плато на опускающихся блоках образуются передовые прогибы, заполняющиеся мощными толщами обломочного материала.

Таким образом, горные пояса планеты, как и материковые платформы, отличаются индивидуальными особенностями. Являясь в целом областями мобилизации обломочного материала, они включают также области его накопления, т. е. области континентального седиментогенеза.

5.1. Особенности континентального пороодообразования в связи с характером морфогенеза

На суше рельефообразующие процессы, независимо от природы стимулирующих их сил, всегда сопровождаются развитием континентального пороодообразования, проявляющегося в самых разнообразных формах. При этом характер материкового седиментогенеза, формационный спектр горных пород, интенсивность проявления денудации или накопления мощных осадочных толщ являются итогом взаимодействия эндогенных и экзогенных сил. Но если проявление эндогенных рельефообразующих процессов в целом для планеты носит азональный характер, что следует из самой природы структуры континентов и особенностей строения и развития материковых платформ и горных поясов, то экзогенные силы, хотя и в самом общем виде, контролируются широтной зональностью, которая, правда, местами значительно нарушается из-за сложных соотношений материков и океанов и иногда большой амплитуды высот рельефа, деформирующего атмосферную адвекцию. Широтная зональность определяет формирование на поверхности суши различных типов литогенеза, которые рассмотрены далее. В данном разделе континентальное пороодообразование освещено в, так сказать, азональном плане, т. е. с тех сторон рельефообразования, которые стимулируются тектоническими процессами.

Сушу в целом, если отвлечься от сложной структуры континентов и их частей, платформ и горных поясов, соотнесенных с теми или иными тектономагматическими и тектоно-геоморфологическими зонами Земли, можно считать областью сноса минерального вещества. Морские и океанические водоемы представляют собой седиментационные бассейны, накапливающие поступающий дисперсный материал и растворенные в воде соли, являющиеся продуктами химического выветривания горных пород на континентах. Компоненты сноса отражают различные этапы дифференциации планетарного вещества.

Эти различия роли суши и акватории на нашей планете определяются значительной приподнятостью материков над Мировым океаном (табл. 5.1). Теоретически интенсивность потока минерального вещества с поверхности континентов к Мировому океану должна быть прямо пропорциональна энергии рельефа. В этой планетарной закономерности материки выступают в качестве сложных областей сноса, в их пределах аналогичную роль выполняют горные пояса. Это важнейшее положение направленности денудационных процессов на Земле отмечено Н. М. Страховым [1962], который показал, как возрастает механическая и химическая денудация в зависимости от повышения рельефа в районе, где формируется речной сток (рис. 5.2).

В мобилизации минерального вещества на водосборных площадях участвуют самые разнообразные факторы, подготавливая его в виде элювия для последующего транспортирования. Это обусловлено общеизвестной закономерностью: всякое геологическое тело (интрузив, осадочная толща, вулканический комплекс или рудное месторождение) на поверхности Земли заканчивает свое существование образованием элювия, с появлением которого переходит в новое качественное состояние. Эту стадию континентального поро-

Средние высоты, объем водного и ионного стока различных континентов

Континент	Площадь, млн км ²	Средняя высота, м	Водный сток, км ³	Ионный сток, млн т
Вся суша	148	760	34 224	4 868
Азия	43	960	11 464	1 916
Африка	28	750	6 052	757
Северная Америка	23	720	6 440	809
Южная Америка	18	590	8 080	993
Антарктида	13	1 830	—	—
Австралия	10	340	610	88
Европа	10	340	2 577	305

Примечание. Площади и высоты представлены по данным Л. Кинга [1967, с. 53]. объемы водного и ионного стока – по данным Г. В. Лопатина [Герасимов, 1976, с. 159; Страхов, 1963, с. 32].

дообразования, начинающую новый цикл кругооборота планетарного вещества, не вдаваясь пока в детали ее сложного развития, я называю элювиальной.

Однажды возникший процесс элювиального пороодообразования, сопровождающийся в самый начальный момент влаго- и элементообменными явлениями, неизбежно предопределяет и дальнейшее изменение пространственного положения породы – ее смещение. Образовавшийся обломочный материал под воздействием различных сил становится подвижным, однако на этой стадии пороодообразования флювиальные процессы еще не доминируют; в транспортировании минерального вещества вода выступает как равнозначный фактор, она участвует в денудации наравне с другими агентами. Учитывая своеобразие протекающих в зоне смещения процессов, я выделяю делювиальную стадию континентального пороодообразования.

Очевидно, что развитие пороодообразующего процесса в элювиальную

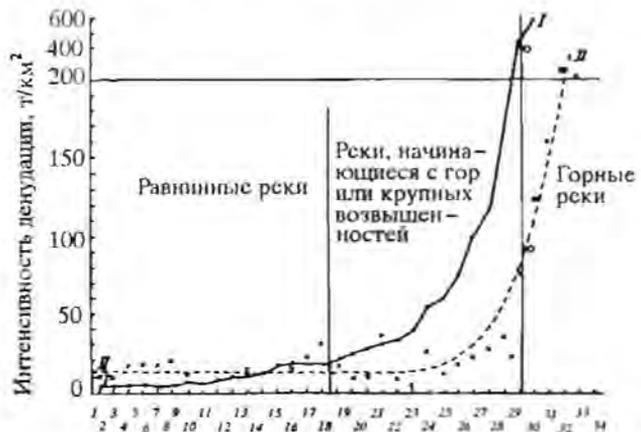


Рис. 5.2. Соотношение механической (I) химической (II) денудации [Страхов, 1962, т. 1, с. 20]. Реки: 1 – Нева, 2 – Енисей, 3 – Луга, 4 – Нарва, 5 – Днепр, 6 – Онега, 7 – Обь, 8 – Западная Двина, 9 – Колыма, 10 – Яна, 11 – Мезень, 12 – Южный Буг, 13 – Северная Двина, 14 – Урал, 15 – Дон, 16 – Волга, 17 – Печора, 18 – Индигирка, 19 – Амур, 20 – Днестр, 21 – Кума, 22 – Калаус, 23 – Сырдарья, 24 – Амазонка, 25 – Ла-Плата, 26 – Юкон, 27 – Миссисипи, 28 – Кубань, 29 – Кура, 30 – Амударья, 31 – Терек, 32 – Рион, 33 – Самур, 34 – Сулак; кружками обозначены средние значения денудации для рек юго-восточной Азии: Инд, Ганг, Брахмапутра, Иравади, Меконг, Янцзы и др.

и делювиальную стадии полностью зависит от характера рельефа, его энергии. При прочих равных условиях (физико-географических) денудация тем интенсивнее, чем активнее проявляется тектоническая деятельность. Следовательно, наиболее благоприятны для пороодообразования горные системы. Но своеобразие протекающих в них денудационных процессов и возникающих при этом экзогенных минеральных парагенезисов контролируется и климатическими условиями.

Континентальное пороодообразование, прошедшее элювиальную и делювиальную стадии развития, вступает в стадию, в которой основную роль в транспортировании и переработке обломочного материала уже играют флювиальные процессы, т. е. речной сток. Перенос, дифференциация и отложение минерального вещества на этой стадии регулируются законами гидродинамики, хотя в некоторых случаях их действие осложняется другими явлениями, непосредственно зависящими от физико-географических условий. Сложные флювиальные процессы сопровождаются образованием различных генетических типов горных пород и соответственно связанных с ними россыпей. Эта, стадия пороодообразования мною названа аллювиальной.

Естественная граница проявления аллювиальных процессов – это берег моря, где начинается морское осадконакопление. Учитывая, что среди собственно морских отложений россыпи полезных ископаемых – явление редкое, а золотоносные россыпи практически отсутствуют, ограничу рассмотрение прибрежного пороодообразования лишь литоральной зоной. В этой зоне перенос, переработка, дифференциация и отложение материала не прекращаются. Регулирующий их механизм, как было показано, также подчиняется законам гидродинамики, но все же его отличают особенности, присущие только данной зоне. Здесь нередко возникают россыпные месторождения как результат взаимодействия континента с морем, поэтому процессы пороодообразования в этой зоне я выделяю в литоральную стадию.

Механическая денудация повсюду, за исключением нивального пояса (что будет рассмотрено ниже), на протяжении первых трех стадий континентального пороодообразования возрастает от элювиальной к аллювиальной. Это обусловлено изменениями энергии рельефа, в основе которого лежит тектоническая активность соответствующих зон планеты.

О роли и интенсивности химической денудации бытуют представления, парадоксально противоречащие законам физической химии. Так, Н. М. Страхов [1962, т. 1] полагает, что «с усилением механической денудации усиливается и химическая, и наоборот» [с. 19]. Подобие приведенных им кривых механической и химической денудации (см. рис. 5.2), хотя и построенных на сравнительно ограниченном наборе статистических данных, действительно указывает на теснейшую зависимость химической денудации от механической и той и другой – от энергии рельефа. Вместе с тем он считает, что «отношение сопоставляемых явлений к рельефу противоположно: кора выветривания тяготеет к равнинным, тектонически пассивным площадям, механическая же денудация к горным, тектонически активным областям» [там же]. Исследователь объясняет это тем, что «эффективность химического выветривания в тропическом климате в условиях равнинного рельефа в 20–40 раз больше, чем в климате умеренно влажном, интенсивность же механического

смыва всего в 5–10 раз» [там же]. В основе подобных неверных представлений лежит следующая причина.

Механическую и химическую денудацию большинство литологов оценивают по фиксированному эффекту, косвенно выраженному уровнем содержания в воде взвешенного материала и растворенных солей. При этом не принимается во внимание то обстоятельство, что интенсивность химических процессов функционально связана с диспергированием горных пород, влекущим за собой увеличение удельной активной поверхности вещества, которое приобретает в этом процессе новые физические свойства (гидрофобность, гидрофильность и др.). Изменение же физического состояния пород непосредственно способствует активному развитию их химической переработки, что и характерно именно для горных стран, а не для равнин, где подвергающиеся химическому преобразованию горные породы находятся в ненарушенном массиве и поэтому обладают минимальной удельной поверхностью, энергетически невыгодной для интенсивного проявления химического выветривания. Иначе говоря, в условиях тропического влажного климата минеральное вещество горных стран вследствие широко развитой диспергации будет обладать большей химической активностью, чем на равнинах. Несомненно, что особенно активно проявляющийся в высокогорных странах закон подчиненности химической денудации изменению физического состояния горных пород должен неуклонно выполняться и во всех других климатических зонах, за исключением, может быть, тех зон, где в процессах денудации принимает участие вода в твердой фазе, т. е. в виде льда. Но и в этих зонах химические процессы чаще всего не подавляются, а проявляются в иной форме, на которую вообще не принято обращать внимания.

Оценка напряженности механической и химической денудации по количеству взвешенного и растворенного вещества в воде рек неточна и потому, что она не учитывает еще двух очень важных естественных потоков минерального вещества: один состоит из слабодиспергированного обломочного материала, передвигающегося только в руслах с большими уклонами, где энергия воды достаточна для преодоления инерционных сил обломков соответствующей размерности, другой поток образуется кристаллическим веществом рудных минералов, обладающих такой константой гипергенной устойчивости, которая определяет их накопление на разных участках развития денудации. Следует отметить, что в природе существует еще один поток минерального вещества – ледовый, но я его пока не рассматриваю.

Таким образом, денудация, а следовательно, и континентальное породообразование определяются не двумя, а четырьмя потоками минерального вещества, направленными из внутренних областей континентов или водосборных площадей к Мировому океану: 1) крупнообломочного материала горных пород, 2) рудного (кристаллического) вещества, освобожденного от жильного материала в ходе физического и химического выветривания, 3) взвешенных в воде мелких частиц, образованных в результате диспергации горных пород, 4) растворенных в воде солей, выщелоченных в процессе физико-химического выветривания из минералов.

Скорость миграции минерального вещества в этих четырех потоках и количественные соотношения потоков в различных физико-географических условиях неодинаковы. Кроме того, продукты денудации фиксируются в различных зонах, благоприятных для формирования только того или иного типа осадочных пород. Так, крупнообломочный материал скапливается преимущественно в пределах горных поясов в связи с возникающими там межгорными впадинами, прогибами или эрозионными депрессиями; взвешенные частицы образуют различные фации аллювия предгорных прогибов, равнинных рек или фиксируются в виде морского осадка в конечных водоемах стока; растворенные в воде соли и некоторые редкие металлы в виде комплексных соединений сносятся в морские или замкнутые внутриконтинентальные бассейны; наконец, рудные компоненты в кристаллической форме накапливаются в зависимости от величины константы гипергенной устойчивости на совершенно определенных участках земной поверхности.

Разумеется, указанные потоки минерального вещества не изолированы. В сложном акте миграционных процессов, неизменно сопровождающихся, с одной стороны, концентрацией (накапливанием) вещества, с другой – его рассеиванием, при направленной дифференциации происходит смешение разнофракционного и неодинакового по качеству материала. Тем не менее геологически обусловленный процесс континентального породообразования приводит к возникновению разнообразных формаций осадочных горных пород. Все их различия находят отражение в генетических особенностях россыпей. Поэтому исследования литогенеза не с общих позиций, а с учетом конкретных условий его развития как фактора, формирующего режим россыпеобразующего процесса, приобретает большое значение для геологов, изучающих эти месторождения.

6. ХАРАКТЕРИСТИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

В общей схеме континентального породообразования [Страхов, 1962 и др.] выделяются ледовый, гумидный, аридный и эффузивно-осадочный типы литогенеза, обособленно проявляющиеся на разных участках земной поверхности в зависимости от тектоно-геоморфологической обстановки и физико-географических условий. Очевидно, что в основе изменчивости характера, интенсивности и масштабов процесса породообразования лежат еще и другие причины, например, как уже было отмечено, морфоструктурные особенности суши. Пространственная дискретность литогенеза находится в определенной связи и с тектоно-магматической эволюцией соответствующих структурных зон. На особенности строения и формирования рыхлого покрова оказывают влияние и материнские горные породы, от которых зависят кислотно-щелочные условия и в какой-то степени состав продуктов выветривания (даже с учетом климатически обусловленной стадийности выветривания). В целом гипергенез контролируется интенсивностью и направленностью тектонических движений, что особенно ярко отражается в вулканогенных поясах.

Распределение типов литогенеза на планете носит явно выраженный широтно-зональный характер, хотя географическая обособленность процессов породообразования нередко нарушается неодинаковым соотношением суши и морских водоемов в различных сегментах Земли, а также большей или меньшей сложностью морфоструктурного плана материков. Тем не менее в пределах отдельной седиментационной области существует, на что обращал внимание Н. М. Страхов, соответствие характера поверхности водосборов рельефу дна морского бассейна, а того и другого – степени тектонической активности, неодинаково проявляющейся на материковых платформах и в горных поясах.

Подобное соответствие – одна из важнейших закономерностей развития седиментогенеза вообще. Усиление орогенных процессов увеличивает расчлененность рельефа, которая активизирует денудацию на водосборных площадях с характерным для нее физико-химическим выветриванием, способствующим выносу взвесей и растворенных солей. Напротив, ослабление тектонических движений расширяет масштабы планации, денудация при этом убывает, а в выносимом веществе возрастает доля легкорастворимых компонентов.

Таким образом, тектогенез и литогенез взаимно связаны, их наиболее активное проявление обнаруживается в зонах локализации рудных месторождений многих (но не всех!) полезных ископаемых, что объясняется повышенной проницаемостью рудных зон и их сульфидностью, обуславливающей при выветривании определенную кислотность среды.

Взаимодействие различных факторов континентального породообразования из-за сложного размещения на земной поверхности тектонически активных складчатых областей приобретает в их пределах специфический характер, что непосредственно отражается на геохимическом профиле ландшафтов и в итоге сказывается на направленности литогенеза. Именно поэтому широтная зональность в развитии денудационных процессов часто предстает в сглаженном виде, несмотря на то что в ее основе лежат постоянно действующие общепланетарные факторы, к которым, в частности, относятся пространственно-временные процессы дифференциации тепла и влаги, а также фазовое состояние воды.

Трудности в выделении типов литогенеза в том или ином географическом или климатическом поясе объясняются и тем, что денудация протекает в многокомпонентной среде, формирующейся при взаимодействии твердой, жидкой и газовой оболочек Земли в условиях наложения одних типов литогенеза на другие. В этом усложнении не последнюю роль играет гравитационное поле, действие которого в таком плане обычно не принимается в расчет, хотя глобальные климатообразующие процессы описываются газогидродинамическими законами, которые должны учитывать гравитацию.

Из сказанного (с учетом современных представлений о теплообмене в различных сферах планеты) очевидно, что все типы континентального литогенеза, за исключением, быть может, эффузивного (эффузивно-осадочного), находятся под термодинамическим контролем, который нужно рассматривать в качестве результирующего эффекта взаимодействия вещества разных сфер.

Континентальное породообразование в широтно-зональном плане можно представить в виде следующего ряда типов литогенеза: *гляциальный-перигляциальный-гумидный-аридный-эффузивный-астрональный*. В этот ряд я включаю и метеоритное породообразование, значение которого не вызывает сомнений в связи с той ролью, какую оно играло в истории нашей планеты, особенно на ранних этапах ее эволюции. Я назвал его астрональным [Шило, 1971], так же как ледовый – гляциальным, исходя из стремления к терминологическому единству. Этот тип литогенеза, как и эффузивный, проявляется азонально.

Широтно-зональное распределение приведенных типов литогенеза представляет собой идеальную схему, в которой даже проглядывается парная симметрия, однако их действительное развитие на земной поверхности даст более сложную картину, что, по-видимому, и побудило Н. М. Страхова отнести к зоне гумидного породообразования крайне разнородные по физико-географическим условиям части континентов.

Объяснение пространственной дифференциации литогенетических явлений подтверждает исследование В. В. Бойчука [1971], который, взяв за основу рассматривавшийся мною принцип зависимости формирования климата от пространственно-временных процессов дифференциации тепла и влаги с учетом ее фазового состояния, показал, что эти явления функционально между собой связаны и могут быть описаны математически. В основу зависимости В. В. Бойчук положил распределение фоновой и адвективной температур, дающих в сумме фактическую температуру подстилающей поверхности. Адвективный приток тепла к тому или иному участку земной поверхности как

один из важнейших факторов, определяющих структуру литогенеза, выражается зависимостью

$$R_i^0 = (T_0 - T_\phi) \rho c \sqrt{2\pi\alpha/\tau_0}$$

где T_0 – средняя многолетняя температура подстилающей поверхности; T_ϕ – фоновая температура подстилающей поверхности; $\rho c \sqrt{2\pi\alpha/\tau_0}$ – соотношение, выражающее теплоусвоение.

В приэкваториальной полосе фоновая температура на 35–65°C выше наблюдаемой, на полюсах на 135–145°C ниже. Равенство фоновой и наблюдаемой температур обнаруживается примерно на широте 35° (рис. 6.1).

С параллелями 35° северной и южной широт, на которых происходит смена знака температур,

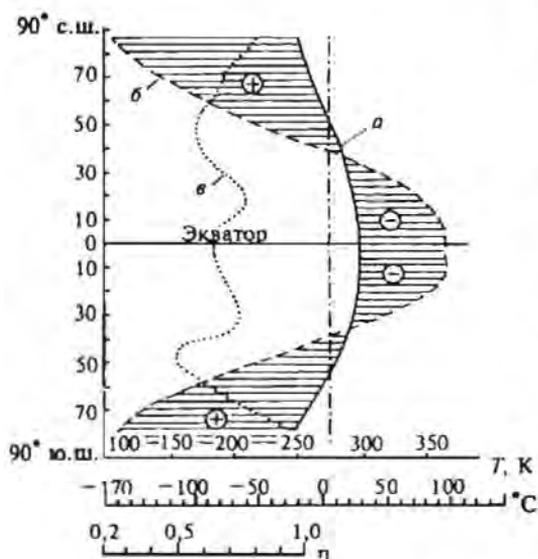


Рис. 6.1 Среднеширотное распространение наблюдаемой (а) и фоновой (б) температур T поверхности Земли и характеристика облачности η . (а) [Бойчук, 1971]

примерно совпадает годовая изотерма +20°C. Это совпадение может искажаться под влиянием влагонесущих потоков тепла, деформируемых тектоно-геоморфологическими особенностями континентов. Характер подобных изменений, как будет показано далее, хорошо выражен распределением на земной поверхности ледниковых и аридных (в первую очередь) областей. Из этого следует, что соотношение главнейших климатообразующих компонентов – тепла и влаги – служит физико-химической основой формирования зонально распределяющихся типов континентального литогенеза.

6.1. Роль воды в континентальном пороодообразовании

Все типы литогенеза, за исключением эффузивного и астронального (имеющих азональный характер), проявляются в определенных термодинамических условиях и прежде всего контролируются соотношением термо-гидродинамических факторов.

В приведенном ряду типов литогенеза изменению температуры от отрицательных значений к положительным соответствует смена фазового состояния воды от твердого к газообразному. В условиях гляциального литогенеза, когда в течение всего года сохраняются отрицательные температуры, вода присутствует только в твердой фазе (*gl*) и накапливается вследствие положительного баланса метеорных осадков в виде ледниковых масс на поверхности, где господствует нивальный климат. В области, представляющей пояс перигляциального литогенеза, протекающего при отрицательных среднегодовых температурах и некотором дефиците метеорных осадков, вода проявляет литогенетическую деятельность в виде двух фаз – жидкой (*w*) и твердой (*wgl*). В такой обстановке происходит подземное льдообразование, часто сопровождающееся сублимацией, что указывает на наличие и пара. Развитие гумидного литогенеза осуществляется при положительных среднегодовых температурах и содержании воды в жидкой фазе. В аридных процессах среднегодовые температуры всегда положительны, а роль воды столь мала, что ею можно пренебречь. Эффузивный литогенез, как относящийся к особому классу литообменных явлений, развивается азонально, он всегда регулируется положительными температурами и протекает с участием воды не только в жидкой, но и в газообразной (*gs*) фазе. Астрональный литогенез причинно связан с космическими явлениями, в которых роль воды исключается. Соотношение термо-гидродинамических факторов в типах литогенеза можно изобразить в следующем виде:

$$(-Tgl) - (+Tglw) - (Tw) - (+Togs-).$$

Сопоставление приведенной зависимости и фазового состояния воды от температуры с рядом типов литогенеза показывает, что между ними существует функциональная связь, иначе говоря, эволюция континентального литогенеза, выраженная в его типах, определяется балансом тепла и количеством воды. При этом состояние гидросферы, а также определяющиеся знаком температур фазовые состояния влаги и некоторые другие явления (изменение

удельной поверхности вещества и т. д.) относятся к главнейшим факторам, направляющим процессы породообразования в каждой конкретной физико-географической зоне (поясе) земной поверхности.

Через гидросферу энергия солнечной радиации трансформируется в верхних слоях земной коры, где тепломассообмен контролируется уже не адвекцией, а конвективными потоками, в которых главный теплоноситель – вода; вследствие этого в общую схему седиментационного кругооборота вещества вовлекаются горные породы. На различных стадиях этого процесса составляющие их элементы принимают участие в формировании указанного выше ряда типов литогенеза.

Таким образом, если анализ дифференциации минерального вещества на уровне динамики потока и поведения в нем гипергенно устойчивых минералов показал определяющую роль воды в этих процессах, то исследование континентального породообразования (в котором формирование россыпей выступает как одна из сторон развития всеобъемлющего планетарного процесса) в общем виде выявляет ведущую роль воды в процессе в целом. Последняя выступает уже в качестве химически активного агента, участвующего в физико-химических реакциях при разрушении гипогенных или образовании новых гипергенных минералов в зоне выветривания, где воздействие воды на горные породы сопровождается вскрытием коренных источников россыпей. Начинается отбор рудного вещества, входящего в состав земной коры, вступившей в гипергенное породообразование на границе гидросферы и атмосферы. Масштабы сегрегации петрогенных и рудных элементов столь грандиозны, что если в процессы метаморфогенного, плутогенного и вулканогенного рудообразования вовлекается по ориентировочным подсчетам около одной сотой процента общего объема рудных элементов земной коры, то части этих элементов, сконцентрированных в выведенных на поверхность коренных месторождениях и в ходе гипергенеза снова отделяющихся от общей массы петрогенного минерального вещества, оказывается достаточно для образования промышленных концентраций. Здесь важную роль начинают играть кислотно-щелочные свойства воды, изменяющиеся в зависимости от физико-географических условий и характера пород, подвергающихся гипергенному выветриванию. Процесс дифференциации элементов усиливается при концентрации водородных ионов как в одну, так и в другую сторону от нейтральной величины. Химическая активность воды в жидкой фазе резко возрастает при насыщении кислородом и углекислотой, обычно заимствуемыми из атмосферы, или NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ , галогенидами, гуминовыми кислотами, щелочами, поступающими в воду из био- и литосферы. Процесс изменения минералов проявляется в гидратации, окислении, восстановлении, растворении, гидролизе и т. д. Вода активно воздействует на минеральное вещество не только при положительных (гумидный литогенез тропического и субтропического влажного климата), но и при отрицательных и даже очень низких (перигляциальный литогенез) температурах, причем как при ее фазовых переходах, так и непосредственно в ходе физико-химического воздействия на горные породы. Природа таких явлений связана прежде всего со сложной структурой самой воды, чему в геологических работах обычно не

придается значения. Для устранения этого пробела рассмотрим вопрос несколько детальнее.

В литосфере, как известно [Цытович и др., 1945; Качурин, 1951а, б; Нерсесова и др., 1951; Ананян и др., 1952; Боженова, 1953; Бокий, 1961; Кудрявцев, 1963; и др.], присутствует кристаллизационная⁵, прочносвязанная, рыхлосвязанная и свободная (капиллярная и гравитационная) вода.

Состояние прочносвязанной воды контролируется поверхностью твердого тела, на которой образуется ее молекулярный слой толщиной от $0,3 \cdot 10^{-6}$ до $0,5 \cdot 10^{-5}$ см в зависимости от структуры тела и концентрации катионов растворенных солей. На некотором удалении от поверхности находится слой рыхлосвязанной воды. Граница между прочно- и рыхлосвязанной водой нечеткая, размытая. По-видимому, структура рыхлосвязанной воды формируется и под влиянием поверхности твердого тела, адсорбирующей прочносвязанную воду, через которую передается напряжение, и под влиянием свободной воды, заполняющей крупные капилляры за пределами слоя рыхлосвязанной воды.

Прочносвязанная вода действует на твердое тело как силовое поле, причем в значительном температурном интервале (в том числе и ниже нуля). Вместе с тем само положение поверхностных частиц, с которыми связана эта вода, определяет их потенциальную энергию, равную работе, необходимой для переноса молекул из решетки на поверхность (такие частицы всегда обладают большим запасом энергии, чем частицы внутренней структуры твердого тела). Таким образом, в пограничной зоне любого тела, адсорбировавшего воду, образуется энергетически напряженная система из молекулярного слоя твердого тела и слоя прочносвязанной жидкости. В этом двойном слое сосредоточивается большое количество энергии, происходит как бы ее сгущение. Удельная поверхностная энергия, т. е. избыток энергии на единицу площади, с понижением температуры возрастает, с ее повышением — уменьшается.

Свободная вода лишена молекулярных связей с поверхностью вещества. В зависимости от пористости тела, температуры, давления и многих других показателей литосферы ее количество может варьировать в широких пределах.

Структура воды минерального каркаса, в том числе и в различного рода диспергированных породах, даже если они находятся в мерзлом состоянии (температура ниже нуля), может рассматриваться как система, каждый член которой при различных тепловых колебаниях претерпевает фазовые изменения. Свободная вода замерзает в интервале близких к нулю отрицательных температур порядка $-2...-3^{\circ}\text{C}$. Вначале ее кристаллизация носит скачкообразный характер, затем постепенно процесс затухает, о чем свидетельствует некоторое замедление замерзания последних порций воды. Вместе с тем кажется физически оправданным и тот факт, что определенное количество свободной воды претерпевает фазовые переходы из жидкого состояния в твердое и в переохлажденной системе. Именно этим объясняются химические процессы в горных породах при отрицательных температурах, т. е. в условиях, которые

⁵ Роль кристаллизационной воды здесь не рассматривается, так как ее участие в гипергенных процессах представляет собой особую, еще недостаточно изученную проблему.

большинство исследователей до сих пор не признает репрезентативными для химического выветривания. Кристаллизация рыхлосвязанной воды в общем подчиняется тем же закономерностям и происходит при более низких температурах. Ее замерзание является завершающей стадией фазовых переходов свободной воды из жидкого в твердое состояние и полностью осуществляется в переохлажденной среде. За порогом полной кристаллизации рыхлосвязанной воды лежит точка замерзания прочносвязанной воды. По данным некоторых исследователей [Раковский и др., 1935], она переходит из жидкой фазы в твердую при температурах от -78 до -180°C , что зависит от удельной поверхности твердого вещества и его влажности, контролирующих изменение анизотропии прочносвязанной воды и, следовательно, величину ее слоя при размытой границе между нею и рыхлосвязанной водой.

Количественные соотношения различных состояний воды, находящейся в минеральном каркасе, изменяются в зависимости от характера пород, удельной поверхности, капиллярности, кристаллической структуры, гидрофобности или гидрофильности и других свойств слагающих их зерен. Фазовые переходы осуществляются, как было показано выше, на различных температурных уровнях и, кроме того, корректируются концентрацией катионов. Понятно, что в горных породах вся вода находится в жидкой фазе лишь при положительных температурах, в этих условиях она проявляет себя как активный агент химической денудации, способствующий интенсивному обмену, сопровождающемуся привнесом одних компонентов и выносом других. Агрессивность воды в такой термодинамической обстановке определяется, кроме того, кислотностью или щелочностью среды. При переходе температур ниже нуля вследствие неодновременности фазовых превращений различных состояний воды ее воздействие на минеральное вещество приобретает более сложный характер, причем не затухает, а напротив, усиливается, в частности в направлении диспергации, влекущей за собой увеличение удельной поверхности твердого тела, что в свою очередь непосредственно стимулирует химическую денудацию.

Изложенное выше позволяет сформулировать одно из важнейших для понимания процессов континентального породообразования положений: *любое изменение температур в некотором интервале является тем механизмом, который контролирует (нарушает или восстанавливает равновесное состояние системы с внешними условиями) энергетический уровень процессов континентального породообразования, определяя интенсивность работы температурной волны в массиве горных пород; переход от положительных к отрицательным температурам и обратно способствует фазовым изменениям воды, что вносит дополнительную энергию в механическую и химическую денудацию.*

Действительно, гляциальный литогенез соответствует энергетически стабильному уровню системы, определяемому приходом и расходом воды только в одной фазе – твердой. Понятно, что динамика системы здесь выражена лишь в происходящем под действием гравитационных сил движении масс льда.

Энергетическое взаимодействие различных компонентов природной среды на площадях перигляциального литогенеза образует более сложную систему. В этой зоне поступающая на поверхность суши вода представлена тремя

фазами: газообразной, жидкой и твердой. Первые две фазы несут значительный запас энергии, которая при переходе воды в твердое состояние высвобождается и производит работу, направленную на развитие физико-химических процессов в коре выветривания. Кроме того, свободная в летнее время от льда поверхность в условиях дефицита метеорных осадков получает дополнительное количество солнечной энергии благодаря непосредственному обогреву горных пород или путем аккумуляции водными массами (озерные водоемы, реки и др.) солнечного излучения. Эта энергия затрачивается на фазовые переходы воды по схеме: лед-жидкость-пар. При фазовых переходах в обратном направлении энергия освобождается и производит определенную работу в приповерхностных слоях горных пород. Таким образом, в перигляциальной зоне, где осуществляется два противоположно направленных перехода вещества – с понижением (пар-жидкость-лед) и повышением его дисперсности (лед-жидкость-пар), в целом развитие идет в направлении повышения дисперсности вещества, т. е. с поглощением энергии.

Гумидный литогенез, вероятно, следует рассматривать как процесс менее энергоемкий. Здесь вода производит работу, не претерпевая фазовых превращений, что позволяет в целом считать эту систему более или менее стабильной в энергетическом отношении в течение всего года. Хотя солнечной энергии в гумидном поясе поступает больше, чем в перигляциальном, но часть ее затрачивается на испарение или уходит с потоками воды в Мировой океан. Механическая и химическая денудация здесь в течение большей части года протекает на одном термодинамическом уровне. Поэтому можно говорить и о более высоком потенциале всей системы, развивающейся в направлении повышения дисперсности вещества.

В аридном поясе деятельность воды во всех фазах столь мала, что фактически энергетический уровень развития процессов преобразования вещества достигается при прямой передаче солнечной энергии и тепла из газовой оболочки Земли горным породам. Получаемая таким образом энергия расходуется на увеличение дисперсности вещества, поэтому все процессы преобразования горных пород происходят при ее непрерывной затрате на денудацию. Правда, некоторое количество энергии горные породы отдают воздушной оболочке, переносимой ее адвективными потоками в высотные широты.

Поскольку эффузивный и астрональный типы литогенеза относятся к особым аazonальным породообразующим процессам, их энергетика регулируется другими законами, которые в принятом плане нет смысла рассматривать.

Предложенное понимание механизма процессов породообразования в разных зонах литогенеза объясняет, почему процессы выветривания и транспортирования вещества на поверхности суши приобретают специфические особенности в зависимости от термодинамических (климатических) условий, что в сущности и определяет характерные признаки типов континентального литогенеза и его структуру в целом, а также находит отражение в седиментогенезе и геологических особенностях россыпных месторождений.

Напряженность породообразующих процессов на континентах носит зональный характер, фиксирующийся в различных типах литогенеза, что отражает его сложную природную структуру. Вместе с тем физико-географическая зональность нарушается вследствие искажения адвекции под влиянием ха-

рактера поверхности материков. Это приводит к наложению одних типов литогенеза на другие. И все же, как бы ни усложнялся процесс породообразования, он всегда контролируется термодинамическими условиями. К сожалению, этой закономерности до сих пор не придавалось должного значения, что и привело к явной неполноте исследования физики денудации.

6.2. Геохимическая подвижность петрогенных элементов

В ходе развития континентального литогенеза высвобождение рудного вещества из жильного материала или акцессорных минералов из вмещающих пород происходит в процессе выветривания (разрушения) породообразующих минералов с малой константой гипергенной устойчивости. «Вымываемая» часть вещества (легкоподвижные элементы) в виде растворенных солей вместе с взвешенным материалом уносится в конечные водоемы седиментации. Другая часть в катионно-анионной форме участвует в построении новых гипергенно устойчивых минералов, которые, будучи сегрегированными от удаленных из зоны выветривания элементов, включаются в процесс дальнейшей миграции и при соответствующих тектоно-магматических и физико-географических условиях вовлекаются в образование промышленных россыпей полезных ископаемых.

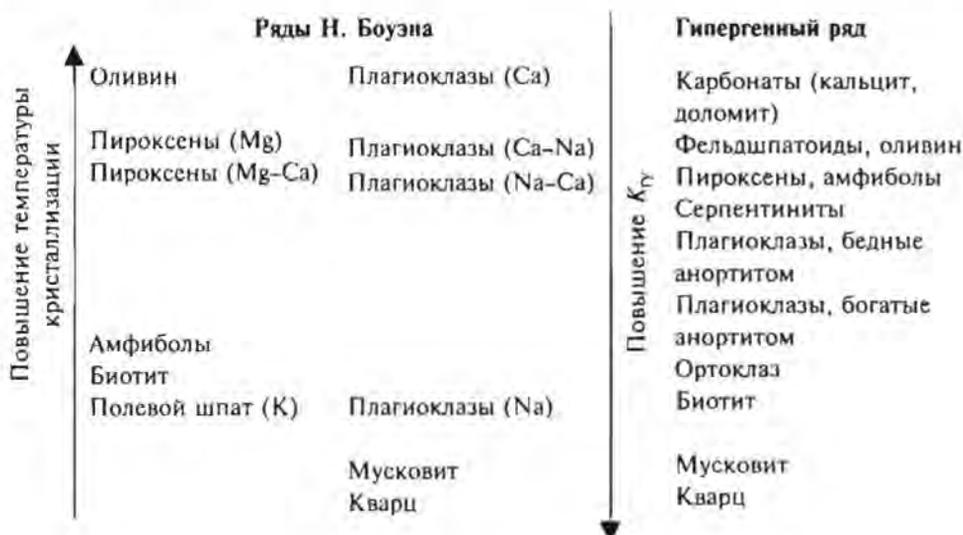
Чтобы оценить масштабы дифференциации, в результате которой происходит отделение рудных элементов от петрогенных, следует обратиться к общему составу внешней оболочки Земли, взаимодействующей с гидро- и атмосферой. В нее (по Ф. Кларку и Г. Вашингтону) входит 49,52% кислорода и 25,75% кремния. Эти два элемента являются преобладающими; остальные распределяются (в %) следующим образом: алюминий – 7,5, железо – 4,7, кальций – 3,39, натрий – 2,64, калий – 2,4, магний – 1,94. Если исключить из этого состава кислород, присутствие которого в газовой и жидкой оболочках Земли определяет миграционную способность остальных элементов, то станет очевидным, что ведущим элементом является кремний, на долю которого приходится 53,6% твердого вещества литосферы, доли (в %) других элементов составляют: алюминия – 15,6, железа – 9,6, кальция – 7, натрия – 5,6, калия – 5 и магния – 4. Любопытно, что наиболее характерной формой образования кристаллического вещества является присутствие в узлах решеток минералов приведенных семи петрогенных элементов Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg.

Состав горных пород, слагающих литосферу, можно охарактеризовать следующими главнейшими оксидами: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O и реже встречающимися: MnO , TiO , P_2O_5 . В первом ряду выделяется кремнезем, количество которого (в % массы) варьирует от 40 в дунитах до 70 и более в гранитоидах. Поэтому десилицификация пород, заключающих рудное вещество, является ведущим процессом и определяет характер выветривания, а следовательно, и тип литогенеза.

Геохимическая подвижность указанных семи породообразующих элементов в зоне гипергенеза – процесс, резко изменяющийся в зависимости от ки-

слотно-щелочных условий и термодинамических параметров среды выветривания. Нередко он усложняется соотношением минералов, образованных каждым из названных элементов, по-разному реагирующих на изменения условий выветривания. В целом петрогенные элементы дают более 2000 минеральных видов. По данным А. С. Поваренных [1966], кремний имеет 432 собственных минерала, кальций – 385, алюминий – 320, железо – 300, натрий – 222, магний – 191, калий – 106. Но, несмотря на такое разнообразие минералов, образуемых указанными элементами в литосфере, процесс десилицификации горных пород в зоне гипергенеза развивается направленно по более или менее общему плану от гляциального литогенеза, где десилицификация пород практически отсутствует, к гумидному, в котором они, в частности и в зоне тропического влажного климата, нацело десилицифицируются с образованием бескремнеземистых латеритов. Аридная обстановка лежит в стороне от этой линии развития, очевидно, потому, что здесь литогенез протекает без участия воды.

Таким образом, акт сегрегации россыпеобразующих минералов и их последующая концентрация в рыхлом покрове при образовании россыпей сводится к разрушению в зоне гипергенеза минералов с низкой константой гипергенной устойчивости и удалению продуктов выветривания в форме, позволяющей их транспортирование в водоемы седиментации. Подобной константой устойчивости как раз обладает большинство гипогенных пороодообразующих минералов, возникающих ранее кварца в магматическом расплаве или гидротермальных условиях, или, наконец, в глубоких зонах развития различных фаций метаморфизма. Устойчивость таких минералов, как показано в разд. I, лежит за порогом гипергенной устойчивости кварца. Для сравнения с реакционными рядами Н. Боуэна их можно расположить в следующем порядке (по возрастанию устойчивости):



Сравнение реакционного ряда П. Боуэна и гипергенного ряда, построенного не так строго, как это было сделано мною для россыпеобразующих минералов, выявляет следующие закономерности.

В первом ряду Н. Боуэна основная реакционная роль в образовании (в порядке понижения температуры кристаллизации) минералов оливина-пироксенов-амфиболитов-биотита принадлежит магнию, во втором аналогичную роль выполняет кальций. Как первый, так и второй ряды заканчиваются мусковитом и кварцем, кристаллизующимися при наиболее низких температурах магматического расплава. В гипергенном ряду наименее устойчивы при выветривании те минералы, которые возглавляют реакционные ряды Н. Боуэна, т. е. образовались при самых высоких температурах в начальную стадию раскристаллизации магмы. Усложнение силикатного компонента минералов, что особенно важно учитывать, поскольку характер десилицификации горных пород является ведущим фактором в определении типа литогенеза, идет от наиболее высокотемпературных минералов к низкотемпературным, иными словами – от наименее к наиболее устойчивым, с энергетически выгодными параметрами кристаллической решетки в зоне гипергенеза: SiO_4 , SiO_3 , Si_4O_{11} , Si_2O_5 , SiO_2 . В этом же направлении в минералах происходит снижение и отношения кислорода к кремнию от 1:4 до 1:2.

Геохимическая подвижность в гипергенных процессах главнейших петрогенных элементов, от характера и полноты удаления которых из выветривающихся пород зависит вскрытие россыпеобразующих минералов, строго контролируется физико-географической обстановкой, поэтому ею определяются и типовые различия литогенеза. Разница заключается в том, что миграция элементов в гляциальном, перигляциальном, гумидном и аридном литогенезе осуществляется по-разному и в неодинаковых комбинациях. По характеру геохимической подвижности в поверхностных условиях петрогенные элементы можно разбить на три группы: кремний, натрий и отчасти калий; магний и кальций; железо и алюминий. Такая группировка обусловлена химическими свойствами элементов и характером среды, благоприятной для их природной миграции.

Кремний, наиболее распространенный среди преобладающих элементов земной коры, присутствует в горных породах в связанной в минералах форме или в виде кварца различных модификаций. Максимальной растворимости кварц достигает при высоких значениях рН. Но щелочная среда формируется легкоподвижными элементами – натрием и калием. Это определяет совместную миграцию всех трех элементов первой группы, особенно характерную для тропической и субтропической зон гумидного пояса. Следует подчеркнуть, что даже в этих условиях наиболее химически подвижной является та часть кремнезема, которая находится в минералах в связанном виде, но не кварц.

Магний и кальций, дающие в рядах Н. Боуэна левую (магний) и правую (кальций) линии последовательности кристаллизации, в геохимической гипергенной миграции ведут себя более или менее согласованно. Магний входит в состав наиболее неустойчивого в поверхностных условиях оливина, кальций – кальциевого плагиоклаза. Оба минерала возглавляют ряд гипергенной устойчивости и при выветривании разрушаются не просто в первую оче-

редь, но начинают этот процесс. Близкие радиусы ионов позволяют этим элементам изоморфно замещать друг друга и совершать длительный путь геохимической миграции с континентов в морские водоемы в виде соединений, более или менее одинаковых по растворимости.

Алюминий, самый распространенный в литосфере из металлов, проявляет в геохимической миграции более близкое родство к железу, чем к другим металлам (правда, формы, в которых происходит миграция этих двух элементов, весьма отличаются друг от друга). Относясь к амфотерным, этот элемент образует $Al(OH)_3$, легко растворимый и в сильнощелочной среде (при $pH \geq 10$), и в кислой ($pH \leq 4$). В средах с промежуточными значениями концентрации водородных ионов соединения алюминия нерастворимы – именно в этих условиях происходит его сегрегация, с одной стороны, от кремнезема, с другой – от железа. Железо в окислительных процессах присутствует в нерастворимых формах и оказывается неподвижным; в восстановительных средах соединения этого элемента легко растворяются и железо удаляется из зон гипергенеза. Наиболее предпочтительные формы миграции железа – гидраты и комплексные соединения с органическими (гуминовыми) кислотами; значительная часть алюминия удаляется из зоны гипергенеза в виде мицелл новообразованных в зоне выветривания алюмосиликатов, меньшая часть – в другой форме. Именно на различиях в геохимическом поведении железа и алюминия основано их разделение.

7. ТИПЫ ЛИТОГЕНЕЗА

7.1. Гляциальный литогенез

Гляциальный литогенез представляет начальную стадию континентального породообразования и занимает крайнее положение в приведенном ряду типов литогенеза. Его место определяется термодинамическими условиями в ледовых зонах, где основная масса воды присутствует в виде льда – равноправного члена деструктурирующейся ассоциации горных пород. Впервые этот литогенез выделен и проанализирован Н. М. Страховым как ледовый тип породообразования. Его развитие специфично для высоких широт обоих полушарий. Однако в ряде случаев эта закономерность нарушается – мощные центры оледенения возникают и в других широтах, вплоть до экваториальных областей. Образование локальных ледниковых провинций обусловлено тектоно-геоморфологическими процессами, контролирующими формирование высокогорного рельефа, почти всегда приуроченного к планетарным горным поясам, которые и определяют характер и масштабы ледниковой деятельности. «Седиментогенез на площади ледовых зон развит в своей наиболее простой, примитивной форме – механического осадкообразования с невыраженной или минимально выраженной дифференциацией вещества» [Страхов, 1962, т. 1, с. 134]. Образование ледниковых провинций обусловлено среднегодовыми отрицательными температурами подстилающей поверхности, т. е. дефицитом тепла, и метеорными осадками в виде снега, годовая сумма кото-

рых в таких районах превышает летнее таяние снегового (ледового) покрова, благодаря чему его мощность возрастает до тех пор, пока не устанавливается равновесие между приходом и расходом осадков при абляции ледников или айсберговым расходом в случае ледниковых щитов. Это, в сущности, и определяет геологически длительное существование таких провинций.

В современной литературе выделяют провинции покровного и горного оледенения. В качестве промежуточных Р. Флинт [1963] и другие исследователи называют предгорные ледниковые поля провинций горного оледенения. Гляциальный литогенез в каждом варианте провинций проявляется по-разному.

Литогенетическая роль ледниковых щитов

В настоящее время ледниковые покровы занимают 14,8 млн км² поверхности Земли, или 95,4% общей площади оледенения.

Теоретически породообразующая роль ледниковых щитов не может быть значительной, и ее масштабы определяются в основном длительным временем, в течение которого существуют ледниковые покровы. Вместе с тем ледниковые массы как горная порода или форма фиксации воды в твердой фазе в одной из сфер планеты представляют собой сложные ассоциации разнородного минерального вещества. Так, Р. Кейл [1969] отмечает, что «образцы льда из центральной части Гренландского ледяного щита содержат сульфата на порядок величины больше, чем других обычных тропосферных составляющих, таких как хлориды натрия, кальция или калия. По-видимому, этот сульфат оседал из атмосферы и накапливался во льду» [с. 98]. Уже из этого наблюдения следует, что лед в ледниковых провинциях существует в ассоциации с различными компонентами атмосферы и литосферы. Учитывая масштабы покровных оледенений и их литогенетическую роль, можно утверждать, что условия и форма развития современных щитов представляют огромный интерес, так как единственным критерием для правильного определения размеров этого явления в четвертичной истории различных континентов служат в итоге лишь прямые признаки деятельности оледенений.

К сожалению, породообразующая роль ледниковых щитов, условия их развития и формы до сих пор изучены слабо и часто трактуются на основании общих, нередко ошибочных представлений. Даже после многолетних и интенсивных исследований антарктического щита, проводимых специалистами многих стран, в решение этой проблемы не внесена ясность. Вспомним, что гипотеза покровного оледенения Сибири, еще совсем недавно бывшая общепризнанной, ныне отвергнута, причем не в результате гляциологических исследований современных щитов, а только после всестороннего изучения отложений плейстоцена, условий их формирования и возраста. Благодаря этим работам потеряла свое значение и концепция В. А. Обручева, набрасывавшего по примеру западноевропейских геологов смелыми мазками грандиозную картину развития ледниковых явлений в Азии. После ознакомления с некоторыми разрезами плейстоцена в центральной части Северной Америки мне показались неубедительными доказательства огромных масштабов ледниковых щитов и на Американском континенте. После изучения в 1969 г.

ряда разрезов четвертичных отложений во Французских Альпах у меня возникли сомнения и в оценке масштабов древних оледенений в альпийской ледниковой провинции, а вследствие этого и в правильности существующих ныне представлений о масштабах ледниковых покровов в Европе вообще. В связи с этим следует отметить, что и сейчас отсутствует однозначное решение проблемы существования днепровского и донского ледниковых языков на Русской равнине.

В современной литературе роль ледниковых щитов в формировании рельефа и образовании некоторых типов пород сильно преувеличена. Наиболее полно подобные взгляды изложены в работе Р. Флинта [1963]. В свое время мною была опубликована их критика [Шило, 1971]. Поскольку представления этого автора все еще пользуются успехом, я повторяю свои замечания.

Р. Флинт [1963] пишет: «...выпаханные льдом котловины глубиной в несколько сот метров свидетельствуют о том, что при благоприятных условиях эрозия может проникнуть на большую глубину. В некоторых горных долинах последняя, несомненно, превышает 600 м» [с. 90]. Он считает, что общая глубина ледниковой эрозии в отдельных случаях, как, например, в Согнефьорде (Норвегия), может достигать 2400 м, причем по крайней мере 1200 м «выработаны ниже уровня моря и 1200 м – над ним» [там же, с. 91]. Необычайно интенсивная ледниковая эрозия, предопределенная рельефом, как полагает Р. Флинт, проявилась и в пределах горного вала, пересекаемого долиной Гудзона между Ньюбергом и Пиксвиллом в штате Нью-Йорк, где в ущелье, в коренном ложе Гудзона, выработана котловина, лежащая на 232-288 м ниже уровня моря.

Все приведенные Р. Флинтом примеры нельзя объяснить с позиций физики твердых горных пород. Сам автор, излагая свою концепцию, делает оговорку: «...Мы не можем доказать, что здесь участвовала только одна ледниковая эрозия, частично здесь могла действовать также речная эрозия, происшедшая в периоды, когда долина освобождалась от льда» [там же]. Между прочим, как бесспорный пример слабой работы ледниковых щитов Р. Флинт приводит территорию Канады, где, по его мнению, «перед плейстоценом ордовикский покров был смыт и на обширной территории обнажилась неровная подстилающая поверхность, в дальнейшем занятая льдом. Но эта подвергшаяся оледенению местность сохранила почти такой же облик и рельеф, как и поверхность, до настоящего времени несогласно перекрытая ордовикскими осадками. Очевидно, оледенение смогло изменить только детали рельефа. Сложная доордовикская речная сеть, хорошо приспособившаяся к тектонически ослабленным зонам в докембрийских породах, не была изменена ледником, который ограничился выпахиванием в отдельных больших долинах мелких котловин» [там же].

На основании теории ламинарно-глыбовых потоков льда можно утверждать, что энергичная экзарация ледниковых щитов – только кажущееся явление. Внимательный исследователь не может пренебречь тем фактом, что под ледниками остаются неразрушенными даже рыхлые образования. На это обратил внимание и сам Р. Флинт. Он пишет: «Сложенные песчаником холмы, раскинувшиеся в области оледенения центрального Висконсина, не обнаруживают следов воздействия льда; это можно объяснить либо тем, что ле-

дьяной покров не производил эрозионной работы, либо тем, что следы, оставленные им, уничтожены после отступления льдов» [там же, с. 115]. На мой взгляд, состав, строение и условия залегания разрезов четвертичных отложений этого района не дают убедительных доказательств грандиозности ледниковых процессов на Американском континенте вообще и в особенности неоднократного развития здесь оледенений в четвертичный период. Такой вывод все больше подтверждается последними материалами по данному вопросу, публикуемыми американскими геологами.

Масштабы древних оледенений, как известно, часто определяют по распространению флювиогляциальных отложений, лёссовобразованию и валунному материалу. Эти признаки сами по себе кажутся бесспорными, поэтому в подавляющем большинстве случаев их интерпретируют как имеющие прямое отношение к ледниковым покровам. Однако к этому не всегда имеется достаточно оснований, так как критерии отделения, например, аллювиальных отложений от флювиогляциальных не выработаны. Сейчас становится все более очевидным, что образование лёсса может происходить в холодной обстановке в связи с перигляциальным литогенезом. Лёсс имеет отношение к ледникам лишь в том, что он формируется при близких температурных параметрах взаимодействия криосферы с литосферой. Однако при учете баланса твердых осадков очевидно, что лёссовобразование и оледенение – это два процесса, протекающие на различных термодинамических уровнях в условиях пространственной автономности на поверхности планеты ледниковых и перигляциальных зон. Валунный материал, как убедительно показал И. Г. Пидопличко [1956], также не всегда можно связывать с ледниковыми покровами; подробнее об этом будет сказано дальше.

Особенно хочу остановиться на одной из работ, посвященной доказательству существования покровных оледенений на равнинах умеренного и субарктического поясов. Работа написана С. Л. Троицким [1975] и подана автором как утверждение незыблемости концепции ледниковых покровов «в северной части Западной Сибири и в Таймырской низменности» [с. 7], «...а также, очевидно, и на северо-востоке Европейской части СССР» [с. 149].

Исходная позиция доказательства С. Л. Троицкого стратиграфическая схема В. Н. Сакса, окончательный вариант которой был опубликован в 1953 г. Схема включает следующие главнейшие элементы:

«Верхний отдел. **Сартанский горизонт**: морены и флювиогляциальные отложения в горах и предгорьях; *почвенные льды и фирны на равнинах...*; **зырянский горизонт**: морены, водно-ледниковые отложения, *ископаемые льды и фирны последнего покровного оледенения* (курсив мой. – Н. Ш.) ...»

Средний отдел. Морены максимального покровного оледенения; валунные галечники (остаточные морены)...

Нижний отдел. **Остатки морен** древнего оледенения на дне глубоких погребенных долин» [цит. по: Троицкий, 1975. с. 8].

Как видно из приведенной цитаты, представления В. Н. Сакса опираются на «почвенные льды и фирны на равнинах» (сартанский горизонт) и «ископаемые льды и фирны последнего покровного оледенения» (зырянский горизонт), которые в действительности никакого отношения к оледенению

не имеют. Эти так называемые ископаемые льды на самом деле являются жильными льдами. Они возникают и развиваются в условиях, совершенно исключающих не только покровное оледенение, но и всякое другое, требующее избытка прихода твердых осадков над расходом (абляцией и др.). Эти льды, напротив, формируются при дефиците влаги и при отрицательных среднегодовых температурах (перигляциальный пояс). Представление о принадлежности жильных льдов к реликтам четвертичных оледенений уже давно опровергнуто, причем результаты исследований были широко опубликованы в отечественной и зарубежной литературе. Не учитывать эти материалы при решении фундаментальной проблемы четвертичной геологии – значит искажать фактический материал.

Можно было бы ограничиться этими замечаниями, но нельзя не отметить, что многие приведенные в книге С. Л. Троицкого иллюстрации и другие материалы противоречат утверждениям самого автора. Например, фотографии обнажений [Троицкий, 1975, с. 86, 87], трактуемые как доказательства в пользу ледниковых покровов, скорее свидетельствуют о перигляциальных дислокациях, т. е. об условиях, исключающих оледенения. Интерпретация фотографии на рис. 33 [там же, с. 92] с точки зрения физики взаимодействия льда с валунами, включенными в рыхлую толщу, вообще абсурдна. В подписи к ней сказано: «Валунный слой в морене. Видна плоская верхняя поверхность валунов, сточенных ледником». Если это валуны (к сожалению, масштаб обнажения не показан), то их положение свидетельствует о том, что они выстилали дно длительно работавшего потока (рис. 7.1); такую работу лед производить не может. Если это крупная галька, то она занимает свое естественное положение, весьма характерное для речных потоков горных и предгорных областей, а также пляжевых отложений.



Рис. 7.1. Упорядоченное расположение валунов и гальки на морском пляже, сложенном песчано-галечным материалом (фото автора)

Книга С. Л. Троицкого заставляет усомниться в том, что на рассматриваемой автором территории действительно имели место покровные оледенения; ее материалы поколебали даже мои прежние представления о том, что Западно-Сибирская низменность и Таймыр покрывались ледниками. Более того, в книге много материалов, подтверждающих справедливость «современного антигляциализма», к которому теперь и мне хочется присоединиться.

Литогенетическая роль горных ледников

Деятельность ледников в горных районах, в отличие от литогенетической роли ледниковых щитов, изучена более полно, хотя они занимают лишь 1,3 млн км², или 4,6% общей площади оледенения на Земле. Работа горных ледников многообразна и достигает заметных размеров. Но все же их эродирующее значение, а следовательно, и литогенетическая роль также часто преувеличены, вплоть до того, что им приписываются сильная моделировка и даже полная переработка рельефа. Мне уже приходилось рассматривать проблему в связи с россыпеобразованием, а также при исследовании перигляциального литогенеза вообще [Шило, 1959, 1964, 1971 и др.]. Я подчеркивал ограниченность воздействия ледников на подстилающие породы, обусловленную тем, что горно-долинные ледники, как и массы льда ледниковых щитов, обладают ламинарно-глыбовым режимом движения, поэтому скорости течения льда в придонной зоне приближаются к нулю. Аналогичное явление имеет место и в краевых частях, на что указывает, например, наблюдавшаяся мною во Французских Альпах дугообразная деформация трещин, пересекающих тело ледника, а также многие другие признаки. Г. Виртман [Weertman, 1957], рассматривавший режеляцию, развивавшуюся на границе между льдом и горной породой и фиксирующую ламинарные потоки, пришел к выводу, что лед не производит экзарацию ложа даже в том случае, если в придонных слоях скорости его течения становятся заметными. Несколько позднее к таким же выводам пришли Б. Кемб и Э. Чапилл [Kamb, Lachapelle, 1964].

Природа механических свойств льда, их тесная связь с термодинамическими условиями возникновения и преобразования льда показана многими исследователями [Вейнберг, 1940; Филиппова, Шульман, 1949; Савельев, 1963а, б; Войтковский, 1960; и др.]. Среди прочих физических характеристик особенно выделяется деформация льда, протекающая по типу вязких потоков. Б. А. Савельев [1963а, б] отмечает, что при существующем на поверхности Земли температурном режиме лед не обладает длительной прочностью и, согласно современным положениям физико-химической механики, его деформация должна происходить по типу деформации жидкообразных тел. Это согласуется с тем, что модуль упругости льда и его сопротивление сдвигу существенно ниже и не идут ни в какое сравнение с аналогичными характеристиками горных пород, на поверхности которых формируются горные ледники или ледниковые покровы. Поэтому утверждение возможности механического разрушения горных пород ледниковыми массами равносильно признанию за последними мифических свойств.

Тем не менее до настоящего времени среди литологов бытует убежденность в значительной эродировающей роли ледников. Особенно преувеличивают ее французские геологи. Их работы, а также совместное с ними обсуждение этой проблемы при посещении альпийских ледников привели меня к заключению, что сформировавшиеся еще в XX в. представления о деструктивной деятельности ледников не претерпели у французских ученых существенных изменений, хотя они противоречат данным, давно полученным при изучении в различных провинциях мира современного и древних оледенений. Эти взгляды основываются на популярных фактах, которые, если отказаться от идеи интенсивного воздействия ледников на подстилающие породы, могут казаться «загадочными». Речь идет о трогах, плечах трогов, боковых, донных и конечных моренах, зандровых полях и других подобных скульптурах рельефа, которые, по существующим представлениям, возникают при активной роли льда. Между тем углубленное изучение процессов, сопутствующих формированию ледников, позволяет убедительно объяснить образование «ледниковых» форм рельефа, не привлекая идеи об энергичном механическом воздействии масс льда на коренные породы и рельеф в целом, что существенно меняет представления о литогенетической роли горных ледников.

Я уже отмечал, что в современной литературе, посвященной гляциологии, нет работ, в которых развитие ледников или ледниковых провинций рассматривалось бы с момента их зарождения до отмирания. Однако только при таком подходе можно объяснить явления, возникающие на различных стадиях формирования ледников как геологических тел.

В истории оледенений горных стран, как и в развитии отдельных ледников, выделяются три стадии, в каждую из которых по-разному проявляются ледниковые процессы, связанные с изменением природной среды, т. е. окружающего ландшафта, определяющего кинематически волновой характер движения льда в долинах и его неустойчивый баланс. Последнее уже само по себе есть условие как возникновения горного оледенения, так и его отмирания.

Первая стадия характеризуется начальным накоплением фирна и его преобразованием в массу льда, вызывающего положительную динамическую реакцию зарождающегося ледника на изменения климата в благоприятную для развития оледенения сторону. Возникает устойчивая тенденция повышения уровня ледника, его согласованное с ранее выработанными формами рельефа развитие и постепенное изменение нарушенного началом оледенения равновесия между различными компонентами природной среды. Мои, даже самые беглые, личные наблюдения на Кавказе, в районах Северо-Восточной Азии, Французских Альпах, Скалистых горах и Японии показывают, что зарождение ледников прежде всего сопровождается изменением характера и интенсивности склоновой денудации, отражающей новые термодинамические условия. Делювиальный и флювиальный процессы подавляются. Вследствие их затухания резко возрастает крутизна склонов, в моделировке которых уже не принимает участие вода в жидкой фазе – проявляется контрастность между ледовой и перигляциальной зонами.

В разнообразии форм ледников исследователи видят только отпечаток дифференциации климатической обстановки. Бесспорно, те или иные опре-

деленные варианты климата в сходных по тектоно-геоморфологическим условиям районах могут оказывать влияние на формирование специфически близких черт оледенения. Однако в создании регионального характера ледников, которые, накладываясь на рельеф, приспособляются к нему, но не создают его, определяющую роль играет геоморфологический облик поверхности. Именно особенности рельефа лежат в основе разнообразных типов горных оледенений (как известно, выделяются альпийский, скандинавский, памирский, колымский, котловинный, плоских вершин и другие типы).

В первую стадию развития ледника происходит постепенное удаление рыхлого покрова, ранее возникшего на склонах долины. Этот процесс осуществляется в результате перигляциальных явлений, пришедших на смену дельювиальным, а не путем «выпахивания», как принято считать. Ледник, цементируя обломочный материал в краевой зоне, где скорости движения льда резко замедлены, по мере своего расширения транспортирует материал к нижнему краю. Разрушение склонов, а с ними и аллювиальных террас, до оледенения находившихся в равновесном со склонами состоянии, происходит на уровне ледника нивальной денудацией, сменяющейся последующим бронированием склонов ледником, что способствует выработке их крутых профилей. Интенсивное надледниковое морозное выветривание особенно сильно проявляется при непосредственном взаимодействии льда и воздуха с горными породами, слагающими долину, в результате чего склоны подрезаются. Таким образом, долины боковых притоков, прежде плавно сопрягавшиеся с днищем главной долины, преобразуются в висячие, отделяющиеся после ухода ледника от водотока, к которому они примыкали, устьевой ступенью (рис. 7.2). Аналогично формируются кары и цирки, своеобразной формой они обязаны непрерывной аккумуляции снега и его последующему удалению с обломочным материалом горных пород, поступающим на поверхность снега и фирна со стенок. Очевидно, что никакого «выпахивания» здесь не происходит.

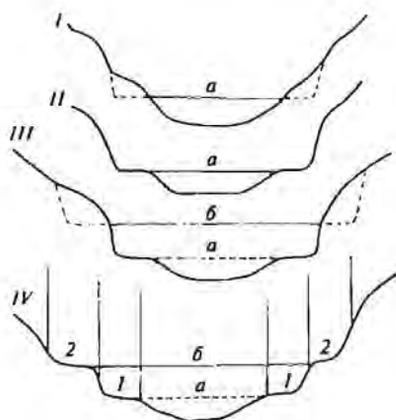


Рис. 7.2. Стадии развития эрозионной долины, заполненной ледником: I-IV - стадии динамической пульсации ледника; уровень стояния ледника на стадии: а - I, б - II; 1 и 2 - плечи трога, выработанные над ледником соответственно в I и II стадии его стояния

Из сказанного ясно, что рассматриваемые как наиболее сильный аргумент доказательства работы ледника «ледниковые» трого со всеми их ярко выраженными элементами нельзя связывать с прямым механическим воздействием льда на ложе долины. Они формируются под воздействием морозного выветривания (термоденудации), которое проявляется на уровнях, соответствующих поверхности ледника, т. е. при его устойчивой положительной динамической реакции и резко подавленных абляционных процессах. Соответственно и плечи трога фиксируют стадии более или менее длительной стабилизации уровня льда в долине, т. е. установившего-

ся равновесия между приходом твердых осадков и абляцией. Иначе говоря, плечи трогов образуются как раз в моменты уравновешенной динамической реакции ледника, а не его интенсивного воздействия на склоны. При формировании трогов поверхность ледника выступает как базис нивальной денудации. Таким образом, в первую стадию развития ледника его литогенетическая роль представляется совершенно в ином свете, чем она трактовалась до сих пор, и так называемое примитивное породообразование нельзя расценивать как результат работы ледника.

Вторая стадия развития ледника характеризуется равновесием между аккумуляцией твердого вещества (снег, град и т. д.) и абляцией. Динамическая реакция ледника хотя и носит пульсирующий характер, однако процессы течения льда устойчивы. Обломочный материал, как новый, так и поступивший на различные уровни поверхности ледника в начальную стадию его развития, уносится ледяными потоками с разрушающихся склонов. За счет обломочного материала иногда образуются конечноморенные валы, размываемые флювиогляциальными потоками, что создает несоответствие между массой горных пород, транспортируемых ледником, и размером конечных морен. Для этой стадии характерно формирование системы плеч трога, причем она тем сложнее, чем энергичнее пульсация ледника. Размеры плеч трога зависят от длительности статического положения уровня льда в долине, иными словами, от масштаба на данном уровне термоденудации, проявляющейся вдоль ледника и над его поверхностью на склоне долины. Рельеф и выполненные льдом депрессии теперь развиваются уже сопряженно с ледником, и между ними устанавливается равновесие.

Третья стадия развития ледника сопровождается преобладанием абляции над поступлением твердых осадков, что, несомненно, связано с качественными изменениями климатической обстановки, в свою очередь вызываемыми нарушениями равновесия, в условиях которого поддерживался положительный баланс льда. Происходит общая деградация ледника – понижается его уровень, и сокращается длина. Этот процесс может развиваться в двух направлениях.

В одних случаях динамическая реакция ледника проявляется в его быстром отступании, носящем пульсирующий характер, образуются небольшие стадияльные конечные морены, иногда прослеживаемые вплоть до каров. При деградации ледника донная и боковая морены выражены очень слабо или полностью отсутствуют. Такое отмирание ледника обычно происходит в высокогорных районах, когда резко сокращается поступление осадков, а баланс тепла удерживается на прежнем уровне. Этот процесс характеризуется замедленной склоновой денудацией, которая оживляется в климатический оптимум и после полного исчезновения ледника.

Другое направление деградации ледника развивается в условиях общего изменения климата и сопровождается полным и относительно быстрым отмиранием ледника, что выражается не столько сокращением его длины, сколько резким понижением уровня льда в долине. Этот процесс является ведущим, хотя и при нем в отдельные периоды у ледника могут вновь возникать импульсы положительной динамической реакции.

Снижение уровня льда в долине обычно происходит при резком преобладании абляции, вызывающей интенсивную денудацию на освободившихся

от льда склонах. На них образуются гигантские конусы обломочного материала, осыпи и обвалы, иногда перекрывающие поверхность ледника от края до края. С крутых склонов скатываются глыбы до нескольких десятков кубических метров в объеме. На леднике возникают озера – воронки, и вода, аккумулирующая солнечную радиацию, протаивает толщу льда. В озерах накапливается обломочный материал. Еще до полного исчезновения ледника он образует на днище долины морену, которая, вопреки распространенным представлениям, формируется в заключительную стадию развития ледника не из материала нижних придонных слоев льда, а за счет поверхностных отложений, т. е. абляционного материала. Таким образом, холмистый рельеф долины создается отложениями, проскитирующимися на поверхность ее дна. На участках активного поступления осыпного и обвального материала на ледник в долинах остаются холмы значительных размеров, а в местах отсутствия абляционных отложений после полного стаивания льда обнажаются «голые» поверхности, вызывающие ложное впечатление экзарационной работы ледника.

В справедливости подобной модели еще раз убеждает работа Е. В. Шанцера [1966]. Автор выделяет «основные морены» (которые, по его мнению, представляют собой накопления переносимого ледником обломочного материала), «образующиеся под покровом (!? – Н. Ш.) льда еще в ходе его движе-



Рис. 7.3. Образование основной и абляционной морен [по: Флинт, 1963; Шанцер, 1966]: А – последняя аккумуляция основной морены во время движения ледника, В – образование поверхностной морены при стаивании прекратившего движения (мертвого) льда; В – образование слоя абляционной морены поверх донной морены

ния...» [с. 210]. Е. В. Шанцер считает, что «они образуют, как правило, *сплошной плащеобразный* (курсив мой. – Н. Ш.) покров, одевающий значительные площади, и в рельефе соответствуют мореным равнинам (!? – Н. Ш.) большей части форм друмлинного и частично холмисто-моренному ландшафту» [там же]. Как бы в доказательство существования этого процесса приводится заимствованный у Р. Флинта рисунок [там же, с. 227] (рис. 7.3), трактовку которого можно считать примером ложного истолкования геологической деятельности, горных, да, впрочем, и покровных ледников. Р. Флинт, в какой-то степени понимая это, как было отмечено мною раньше, в трактовке подобного рода явлений делал серьезные оговорки. Е. В. Шанцер принимает рисунок как отражение объективной реальности.

На рис. 7.3 показана «донная морена». Но ведь известно, что в придонной части массы льда имеют почти нулевую скорость движения. Как же возникла «донная морена» Е. В. Шанцера – Р. Флинта? В то же время, если «донная

морена» и затем накладывающаяся на нее сплошным плащом абляционная морена образуются согласно процессу, отраженному на рис. 7.3, то как же тогда объяснить возникновение «выпаханных» или «эродированных» участков дна долины, где вообще отсутствуют моренные отложения? Такие участки, как известно, до сих пор принято связывать с экзарацией ледника, которая также невозможна при отсутствии движения природного льда или его минимальных скоростях. Почему в одних случаях ледник «пашет», а в других при тех же условиях – «откладывает» из «ледяного масла» донную морену. По каким законам физики он так резко изменяет свою деятельность?

Вообще говоря, идеи, подобные идеям Р. Флинта и Е. В. Шанцера, не новы, они возникли на заре зарождения геологии в Европе и, к сожалению, до сих пор продолжают существовать, хотя давным-давно вошли в противоречие с геологическими фактами и законами физики. Образование донной морены – это абляционный процесс, развивающийся только при определенных условиях отмирания ледника.

«Боковая морена» формируется за счет не убранных ледником делювиально-солифлюкционных и обвальных отложений, накапливающихся вдоль склонов. Если потоки воды возникают у края ледника, а они обычно интенсивно развиваются около склонов южной экспозиции, то образуются маргинальные каналы и боковые валы, сложенные тем же делювиально-обвальным и солифлюкционным материалом; они представляют собой остаточные образования. При изменении ледником уровня поверхности возникает несколько таких валов «боковой морены».

И в объяснении образования валов «боковой морены» Е. В. Шанцер допускает ошибку, считая, что они отлагаются именно ледником. На основании этого он относит их к одному генетическому типу с конечноморенным материалом только потому, что «отложенные боковые морены образуют валы, непосредственно переходящие по простиранию в конечные морены фронтальной части ледника» [Шанцер, 1966, с. 210]. Между тем это совершенно различные, не имеющие ничего общего по своему происхождению образования: «боковые морены» – это остаточный делювиально-солифлюкционный материал, не перемещенный ледником, тогда как «конечные морены» – сброшенные, перенесенные как самим ледником, так частично и тальми водами отложения.

Заключительная стадия деградации ледника – его полное отмирание – сопровождается интенсивными процессами, которые приводят склоны в соответствие с новыми климатическими условиями. При этом активизируется флювиальная деятельность, формируются зандровые поля и боковые валы. Для этой стадии не характерны конечные морены, напротив, холмисто-моренный ландшафт днища долин обычно постепенно сливается с зандрами. Французские геологи называют такие ледники «черными». Они распространены в Корякском нагорье, на Камчатке, в Альпах и других провинциях современного оледенения.

После полной ликвидации ледниковых полей и покровов на поверхности обнажающихся пород часто остаются не заполненные осадками котловины, соизмеримые по масштабам с прогибами или небольшими впадинами. До

сих пор их происхождение связывают с экзарацией ледников, принимая за доказательство то, что днища этих депрессий обычно опущены ниже «базиса эрозии». Подобные формы (Согне-фьорд, долина Гудзона и др.) и были рассмотрены Р. Флинтом в качестве аргумента активной работы ледников.

Положением днищ котловин ниже уровня моря принято объяснять масштабы углубления ледников в подстилающие поверхности. На этом основаны и представления, согласно которым, например, ваннами Великих американских озер (Мичиган, Гурон, Онтарио и др.) являются котловины, оставленные одним из ледниковых щитов четвертичного оледенения.

Между тем загадочность появления рассматриваемых котловин только кажущаяся, их возникновение легко объясняется, если вспомнить, что локальные прогибы и впадины широко распространены как в складчатых, так и в платформенных областях; тектоническая природа впадин ни у кого не вызывает сомнения. Обычно они формируются [Шило, 1960б] в зонах разломов и выполняются в разной степени дифференцированными континентальными отложениями, иногда угленосными, часто содержащими туфогенный материал и т. д. — в зависимости от тектоно-геоморфологических и физико-географических условий развития. Это наложенные тектонические структуры. Подобные прогибы, образующиеся в ледниковых провинциях сопряженно с оледенением, естественно заполняются льдом, точнее ледником. После его деградации они освобождаются ото льда и предстают перед исследователями в качестве «переуглубленных» ледником форм рельефа. На днищах таких впадин присутствует небольшой по мощности слой рыхлого материала, всегда несомненно представляющий абляционную морену, оставленную растаившим ледником.

Если тектонические прогибы или впадины, выполняющиеся льдом, замкнуты, то впоследствии они часто служат ваннами озер, которым также приписывается ледниковое происхождение. Нередко эти прогибы, освобождаясь ото льда, оказываются геоморфологически выраженными в виде депрессий, в которых аккумулируются осадки, как правило, слабо дифференцированные, что в свою очередь приводит к ошибочной интерпретации их генезиса: мощные толщи грубообломочных пород почти всегда относят к ледниковым образованиям. Однако в период формирования отложений в прогибающихся депрессиях лед сам был такой же горной породой, как и остальной накапливающийся материал, т. е. эти депрессии представляли собой локальные области аккумуляции осадков в горных поясах, в пределах которых неотектонические процессы проявлялись и на тех участках, где развивалось оледенение.

На основании всего изложенного можно утверждать, что гляциальный литогенез, независимо от того, где и в какой форме он развивается (в виде ли ледниковых щитов или в пределах горных поясов как долинные ледники), прежде всего отражает энергетический уровень ледниковых провинций. Он определяется тектоно-геоморфологической обстановкой и термодинамическими условиями, являющимися отчасти следствием данной обстановки, формирующейся в значительной степени под влиянием взаимодействия криосферы и литосферы. Вполне понятно, что в сопряжении этих факторов

большую роль играет как поверхность планеты, так и окружающая ее газовая оболочка, причем и та и другая не остаются постоянными. Достаточно небольшого сдвига для активизации процесса в том или ином направлении. Например, при сокращении айсбергового расхода льда в ледниковых покровах за счет обусловленного тектоническими поднятиями роста площади прилегающей суши процесс начнет развиваться в сторону расширения оледенения, а это, вызывая понижение уровня Мирового океана, скажется на формировании адвективных потоков (их направлении, интенсивности и т. д.), что может привести к образованию новых ледниковых покровов или полей.

Несомненно, что оледенение, хотя и пассивно накладывается на рельеф, изменяет процессы его развития. В зонах гляциального литогенеза рельеф часто усложняется тектонической активизацией складчатых и дизъюнктивных структур, стимулирующих формирование прогибов или впадин, а также перигляциальными явлениями, деятельностью водных потоков и процессами денудации. Следовательно, и здесь на первый план выступает порообразующая роль воды: лед вместе с обломочным материалом представляется объектом воздействия как механической, так и химической денудации, интенсивность которых изменяется в зависимости от температурных (тепловых) условий. Поскольку ледниковые процессы протекают при отрицательных температурах, естественно, что не развивается десилицификация горных пород, отсутствует вынос оснований, алюминия и железа. Таким образом, гляциальный литогенез характеризуется только изменениями агрегатного состояния горных пород до слабодиспергированной фазы, в которой россыпепобразующие минералы не вскрываются.

7.2. Перигляциальный литогенез

Перигляциальный литогенез как самостоятельный тип континентального порообразования был выделен мною [Шило, 1964, 1971 и др.]. Он развивается в субарктической физико-географической обстановке и приледниковых зонах горных стран. Его широтно-зональное проявление нарушается тектоногеоморфологическим развитием участков поверхности суши, где теплообороты и влагообмен между земной поверхностью и атмосферой совершаются при взаимодействии криосферы с литосферой, что создает термодинамические условия, допускающие одновременное существование воды в твердой и жидкой фазах при интенсивном развитии сублимации.

Континентальный литогенез в таких зонах существенно отличается от его известных типов, рассмотренных в работах Н. М. Страхова [1962, 1963, 1971 и др.]. Порообразование в субарктических районах Н. М. Страхов относит к гумидному литогенезу и рассматривает как его вариант с некоторыми своеобразными чертами, но «при сохранении им повсеместно ясно выраженных общих типовых признаков» [Страхов, 1962, т. 1, с. 5], которые контролируются «преобладанием метеорных осадков над испарением и с температурами, разрешающими существование воды в жидкой фазе по крайней мере в течение теплой части года» [там же].

Мне приходилось отмечать [Шило, 1964 и др.], что эти условия гумидного породообразования в Субарктике не выполняются. Здесь термодинамический запрет осуществляется при сложном взаимодействии экзогенных и эндогенных факторов, обуславливающих развитие обменных процессов при отрицательных среднегодовых температурах, когда фазовые переходы воды сопровождаются такими физическими и химическими изменениями горных пород, которые по совокупности признаков могут отождествляться с гипергенным выветриванием гумидных областей.

Изучение энергетического и массообменного взаимодействия криосферы с литосферой показывает, что в перигляциальных зонах типовые признаки литогенеза формируются под воздействием силового поля, возникающего на границе раздела двух фаз воды. Проявляющиеся здесь силы тесно связаны с ее сложной структурой. Различные состояния воды в литосфере при одних и тех же температурах, т. е. при некотором установившемся термодинамическом режиме, служили предметом многочисленных исследований [Цытович, 1945; Дементьев, 1946; Качурин, 1951а, б; Нерсесова, 1951; Ананян, 1952; Основы геокриологии..., 1959; Бокий, 1961; Швецов, 1962; и др.]. Имеющийся в настоящее время экспериментальный и полевой материал позволяет установить закономерности эволюции перигляциального литогенеза на разных стадиях его развития – от водосборных пространств, где происходит мобилизация участвующего в осадочном процессе вещества, до седиментационных бассейнов.

Доказано, что соотношение фазовых состояний воды в мерзлых породах варьирует в широких пределах (табл. 7.1), оно зависит от характеристики водонасыщенного минерального каркаса, и температуры (рис. 7.4). Переходы воды из одного состояния в другое контролируются физическими свойствами горных пород, температурой, влажностью, растворенными солями, неоднородностью промерзающего-протаивающего массива и некоторыми другими факторами. Равновесие этой сложной системы связано с внешними условиями. Нередко ими являются такие общегеологические причины, как тектоно-геоморфологическая и физико-географическая обстановки.

Таблица 7.1

Изменение количества незамерзшей воды в породах при повышении температуры (по данным Н. М. Гольдштейна)

Грунт	Показатель	Грунт	Показатель
Кварцевая пыль	$\frac{-5,2/-4,6}{4,97/7,41}$	Суглинок	$\frac{-7,4/-1,6}{22,96/23,74}$
	$\frac{-5,2/-4,4}{7,14/10,90}$		Пылевая глина
Легкий суглинок	$\frac{-4,4/-3,6}{10,90/13,29}$	Карбонатная глина	$\frac{-11,2/-6,2}{31,54/46,40}$

Примечание. Над чертой – температура, °С: начальная/конечная, под чертой – содержание незамерзшей воды, %: начальное/конечное.

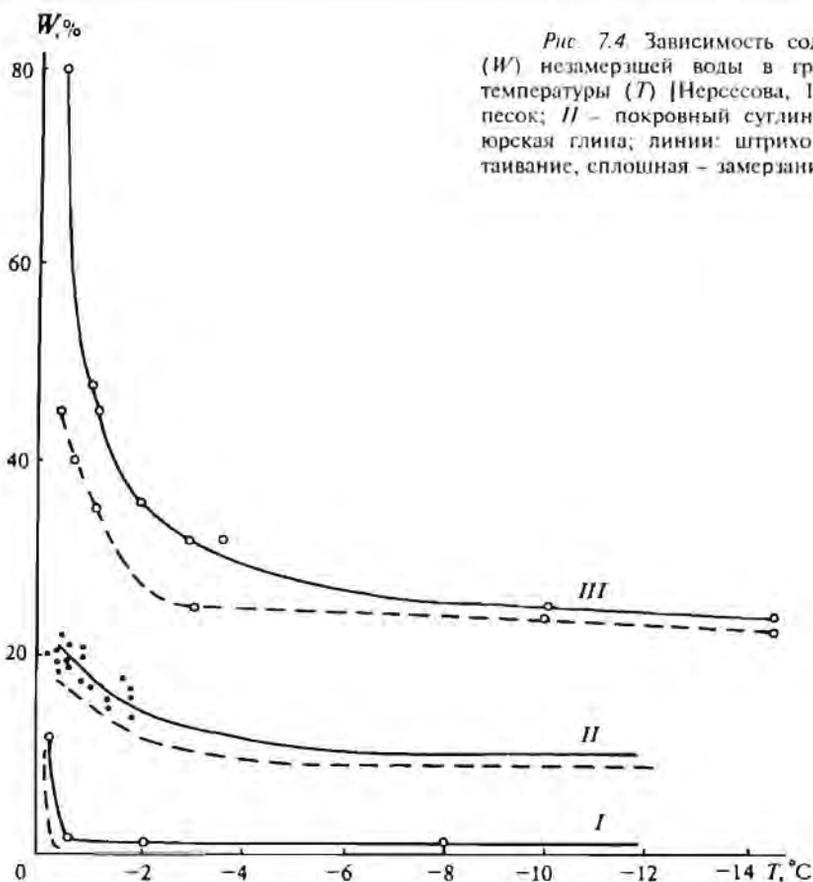


Рис. 7.4. Зависимость содержания (W) незамерзшей воды в грунтах от температуры (T) [Нерсесова, 1951]: I - песок; II - покровный суглинок, III - юрская глина; линии: штриховая - оттаивание, сплошная - заморозание

Дело в том, что в горных породах перигляциальной зоны в течение большей части года присутствуют и твердая, и жидкая фазы воды. Ее двуединое состояние в минеральном каркасе резко повышает энергетический потенциал системы, что противоречит суждению о ее химической инертности в Субарктике, где роль воды ошибочно рассматривается в свете закона Вант-Гоффа. Ассоциация ее двух фаз сказывается на энергии физико-химических процессов: переходы воды из одного состояния в другое служат своего рода катализатором реакции, усиливают миграцию вещества и накопление элементов. Благодаря возрастанию концентрации водородных ионов жидкая фаза воды в перигляциальных условиях по своей агрессивности приближается к кислотам, при этом резко возрастает значение и атомарных газов (водорода, кислорода), продуцирующихся при периодическом протаивании-промерзании или просто при изменении температур в некотором определенном интервале. С этим частично связана повышенная кислотность почв в субполярных районах.

Воздействие отрицательных температур на минералы благодаря сложному состоянию воды, ее фазовым переходам и активизирующимся в связи с

этим окислительно-восстановительным процессам обуславливает дифференциацию вещества по равным уровням энергии гидратации. Периодическое изменение температур, то усиливая, то ослабляя ионные связи, стимулирует изменения агрегатного состояния горных пород, происходит [Конищев, 1969] криогенная трансформация механического состава пород, зависящая от их влажности и полициклического промерзания–протаивания. В результате возрастает удельная поверхность вещества, а следовательно, и энергия силового поля, еще более усиливающая криогенную трансформацию рыхлого материала.

В Субарктике к гравитационному обмену веществ, характерному для гумидных областей, прибавляются диффузия, электроосмос, периодическое перемещение влаги к фронту промерзания или зоне понижающихся температур. При этом, вероятно, широко развивается сублимация, усиливающая газообменные явления и резко изменяющая пьезометрическую поверхность напорных вод, что указывает на дефицит влаги в подмерзлотных слоях.

Таким образом, характерные черты зон развития перигляциального литогенеза – это постоянно существующая в течение всего года ассоциация двух фаз воды – жидкой и твердой, а также значительные амплитуды температур. Возникающие фазовые переходы воды и активизация сопровождающих этот процесс физико-химических явлений, включая и особый характер перераспределения вещества, оказывают глубокое воздействие на минеральное вещество вплоть до преобразования силикатов в гидрослюдисто-монтмориллонитовый и даже, при определенных значениях рН среды, в каолиновый комплекс. Этим преобразованиям обязаны так называемые гидротермические движения. Изучавший эти движения Б. С. Русанов [1961] связывает их с промерзанием поверхностного слоя рыхлых отложений, наблюдаемых в различной физико-географической обстановке, где летние положительные температуры переходят к зимним отрицательным. Однако вероятнее всего гидротермические движения – это особенность только перигляциальных зон, где они ярко выражены, повторяются с определенной периодичностью, сопровождаются дифференциацией обломочного материала по крупности и образованиям специфических для Субарктики форм микрорельефа.

В Субарктике и приледниковых зонах других широт процесс формирования аллювия приобретает особые черты. Под влиянием физико-географических условий и, в частности, вечной мерзлоты аллювиальные отложения становятся здесь сложными полигенетическими образованиями, крупные фракции которых обычно цементируются илесто-льдыстым материалом. Как было показано [Шило, Шумилов, 1969, 1970], динамика образования такого аллювия включает обработку, дифференциацию и перенос пород, а затем последующий их криодиогенез, не свойственный гумидным областям.

Перигляциальные процессы в хорошо дренируемых водотоками горных районах и на равнинах, где сток поверхностных вод замедлен, существенно различаются. Но региональное положение перигляциальной зоны предопределяет одну общую линию криоседиментогенеза, в ходе эволюции которого формируется спектр фаций, не повторяющийся в других широтах планеты. Он образует своеобразный по составу и гранулометрической характеристике

рыхлый покров, иногда называемый полярным комплексом; неповторимые особенности его образования и вещественного состава подчеркивают такие признаки, которые в других типах литогенеза отсутствуют.

География перигляциального литогенеза

География перигляциального литогенеза определяется спецификой его развития в районах вечной мерзлоты и приледниковых областях. В тех и других районах он осуществляется в сходных условиях, которые отличаются недостатком тепла и влаги, а также резкими колебаниями температуры. В тектонически активных районах, где формируются горные сооружения и расчлененный рельеф с хорошо дренируемой поверхностью, перигляциальный литогенез приобретает некоторые своеобразные черты по сравнению с низменностями, на которых поверхностный сток затруднен. Страны тектонической активизации рассматриваются как зоны мобилизации материала; низменности – это, с одной стороны, зоны аккумуляции вещества, континентального седиментогенеза, с другой – зоны, где происходят активные процессы дифференциации и транспортирования материала в морские бассейны.

География распространения вечной мерзлоты общеизвестна. Она включает обширные пространства Субарктики, а на Азиатском материке захватывает и средние широты, до которых доходит вечная мерзлота в Сибири (рис. 7.5). В основе морфоструктурного плана этих областей лежит тектоногеоморфологическая контрастность. В зависимости от тектонических особенностей основания здесь выделяются две группы морфоструктур. К первой относятся горные сооружения, возникшие на складчатом основании геосинклинальных систем; тут развиты согласованные альпинотипные линейные хребты и глыбовые нагорья, сменяющиеся местами плоскогорьями, иногда межгорными впадинами. Другая группа морфоструктур сформировалась на платформенном основании, в пределах древних щитов и т. д.

Обширные пространства в Субарктике Азии, Европы и Америки, иногда за Полярным кругом, заняты низменностями; это крупные континентальные морфоструктуры, связанные с участками земной коры, претерпевшими раннюю консолидацию [Шило, 1964].

В Азии к ним относится Нижне-Анадырская низменность, расположенная южнее Полярного круга. Находясь западнее Анадырского залива, она занимает часть бассейна одноименной реки. К северу от нее, в прибрежной части Чукотского моря, находится Амгуэмская низменность, обрамленная с юга Лаврентьевским нагорьем. Пространства между реками Колыма и Индигирка занимают Колымская и прилегающая к ней в глубине материка Абыйская низменности; обе вдаются далеко в глубь континента. Междуречье Омоя (впадает в море Лаптевых) и Индигирки занято Приморской (Яно-Индигирской) низменностью. Южнее п-ова Таймыр, в междуречье Оленека и Енисея располагается Северо-Сибирская низменность. Наконец, пространство между Уральским хребтом и р. Енисей принадлежит Западно-Сибирской равнине.

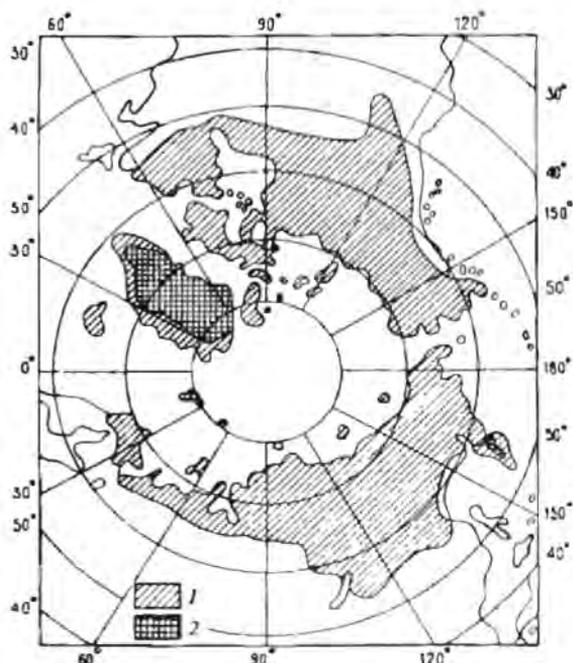


Рис. 7.5. Зоны развития перигляциального (1) и гляциального (2) литогенеза в Северном полушарии

В Европе к подобным структурам относится Большеземельская тундра, простирающаяся от Пай-Хоя до Тиманского кряжа. Она продолжается южнее Полярного круга, в этом направлении тундра сменяется таежной зоной.

На Американском континенте аналогичными морфоструктурами являются низменности, занимающие часть моря Бофорта, от р. Хортон, впадающей в залив Амундсена, до мыса Хоп (Чукотское море). На юге они обрамляются хребтом Брукса, горами Ричардсона и небольшим плато восточнее р. Маккензи. Вдоль Берингова моря между р. Юкон и мысом Ньюмэн располагается Нижнеюконская низменность, а вверх по течению этой реки – Среднеюконская.

В прилегающей части акватории Тихоокеанского и Полярного бассейнов низменности сопровождаются мелководным шельфом, непрерывно прослеживаемым вдоль Евразийского материка вплоть до Аляски.

Структурное положение низменностей Евразийского континента и Северной Америки неодинаково: тектоно-геоморфологическая история многих из них отличается от истории рассмотренных мною Колымской и Приморской низменностей. Однако совершенно бесспорна связь большинства из них с шельфом и зависимость их размеров от изменения береговой линии моря, определяющей ход геоморфологических процессов на континенте. Многие из этих низменностей в прошлом имели большие размеры за счет более северного положения береговой линии, ибо часть современного шельфа – это затопленные морем палеоген-неогеновые и, вероятно, четвертичные, в том числе и позднечетвертичные, низменности.

Современная климатическая обстановка низменностей характеризуется небольшим количеством осадков в виде дождя и снега, положительными летними температурами, иногда достигающими двух–трех десятков градусов Цельсия выше нуля, устойчивыми среднегодовыми отрицательными температурами.

Таким образом, перигляциальный литогенез развивается в обстановке отрицательных среднегодовых температур и при дефиците влаги, затрудняющем формирование постоянного снежного (ледового) покрова.

В Южном полушарии зона перигляциального литогенеза сильно сокращена, и поэтому из рассмотрения ее можно исключить. Перигляциальный литогенез приледниковых областей различных других широт как бы вкраплен в провинции других типов литогенеза.

Перигляциальные процессы водосборных пространств

В горных районах перигляциальный литогенез выражен резко и проявляется на водораздельных пространствах, склонах и в долинах. Масштабы перигляциальных процессов в этих районах определяются активностью современных рельефообразующих явлений, связанных с элювиальным выветриванием, склоновой денудацией и интенсивной переработкой и дифференциацией обломочного материала в аллювиальной зоне. На водораздельных пространствах и выположенных участках нижнего яруса склонов перигляциальные процессы сопровождаются образованием различных микроформ рельефа. Это каменные кольца, многоугольники, каменные полосы и т. д. Механизм их формирования связан с периодическим промерзанием и протаиванием деятельного (активного) слоя, залегающего на массиве вечномерзлых пород, поверхность которых в теплое время года сильно переувлажняется; вдоль морозобойных трещин происходит сортировка обломочного и дисперсного материала.

Процессы образования элювия возникают в вечномерзлом массиве коренных пород и продолжают непрерывно под воздействием теплообмена в оттаивающем в летнее время верхнем активном слое, мощность которого определяется границей отрицательных температур. Сезонные и суточные колебания температур распространяются в глубь массива с повторяющейся периодичностью; величина амплитуды колебаний даже на глубине, где происходит затухание температурной волны, достигает больших значений (теоретически она охватывает интервал около 10 м, что следует из данных фактических наблюдений, табл. 7.2).

Таблица 7.2

Среднегодовые температуры и их колебания (в °С) в осадочных отложениях

Глубина, м	В естественных условиях	С искусственным нарушением растительного покрова	Глубина, м	В естественных условиях	С искусственным нарушением растительного покрова
0,4	$\frac{-8,2/-27,8}{23,1}$	$\frac{-/-43,0}{55,9}$	3,2	$\frac{-7,5/-13,6}{11,2}$	$\frac{-9,0/-17,7}{15,7}$
1,2	$\frac{-8,2/-21,1}{-}$	$\frac{-10,5/-30,4}{34,2}$	6,4	$\frac{-6,9/-9,5}{4,3}$	$\frac{-7,6/-11,0}{6,3}$
2,0	$\frac{-7,9/-16,8}{14,6}$	$\frac{-9,3/-22,3}{22,0}$	10,0	$\frac{-6,4/-7,2}{1,3}$	$\frac{-6,7/-7,7}{1,7}$

Примечание. Над чертой – среднегодовые температуры; максимальная/минимальная, под чертой – максимальные среднегодовые колебания температур.

Температурная волна как в деятельном слое, так и в вечномерзлом массиве производит работу, которая проявляется в линейном расширении или сжатии горных пород и минералов, а также в фазовых переходах воды. Преобразование энергии температурной волны в механическую работу сопровождается формированием своеобразной трещиноватой зоны коренных пород, которая находится как бы в подвижном состоянии благодаря повышенной скорости расчленения рельефа. В летнее время открытые полости в зоне заполняются водой. При промерзании деятельного слоя зона оказывается в замкнутом пространстве. Ледообразование в трещинах создает сильное механическое напряжение, приводящее к нарушению равновесного состояния системы и внешних условий, к дополнительному дроблению обломочного материала и миграции влаги к фронту отрицательных температур. Инверсия напряжений в промерзающем слое всегда превосходит силы, проявляющиеся в аналогичных условиях в почвах гумидных областей, где промерзание происходит только вниз от земной поверхности. Вслед за поднятием поверхности и врезанием в нее водотоков граница отрицательных температур опускается. Это постоянно нарушает равновесие в системе, которая стремится восстановить первоначальное соотношение сил с термодинамическими условиями зоны. Элювиальный процесс усиливается, сопровождаясь дополнительным дроблением горных пород и некоторой мерзлотной сортировкой обломочного материала по крупности. В процессе мерзлотной сортировки образовавшееся в элювии при физическом выветривании глинистое вещество частично мигрирует вниз и заполняет трещины коренных пород, тогда как крупная фракция выталкивается на поверхность. На водоразделах, сложенных магматическими породами (гранитами, диоритами, эффузивами и т. д.), встречаются глыбы, лишенные слоистости и кливажной трещиноватости («валунник»). Они подвергаются десквамации и без водной обработки приобретают шаровидную форму. Присутствие «валунника» на возвышенностях нередко ошибочно связывают с деятельностью ледников, особенно если такой «валунный» материал перемещается по склонам или переносится селями.

Работа температурной волны не ослабевает и ниже верхней границы отрицательных температур, где фазовые переходы воды осуществляются в условиях переохлажденной замкнутой среды. Так как в мерзлых породах вместе со льдом присутствует прочносвязанная, а возможно, и рыхлосвязанная вода, то на глубинах порядка 8–15 м колебания температуры (см. табл. 7.2), влекущие за собой уменьшение механической работы температурной волны и трещинообразования, затухают. Однако с увеличением дисперсности минерального вещества возрастает агрессивность воды. Поэтому водораздельные отложения в перигляциальной обстановке подвергаются химической переработке. Она сопровождается гидратацией минералов, менее характерны окислительные процессы и вынос катионов. В элювии и ниже него накапливаются легко растворимые сульфаты и комплексные производные гуминовых кислот, чему способствуют слабая подвижность грунтовых вод в деятельном слое, а также низкие температуры.

В деятельном слое фиксируется [Шило, 1961] последовательное изменение алюмосиликатов через стадию гидрослюд в бейделлит и монтмориллонит. Здесь отмечается также переход железисто-магнезиальных силикатов в гидро-

слюды типа гидробиотит-джефферизита, конечным продуктом которых являются феррибейделлиты или галлуазиты. Наконец, наблюдается стадийное изменение мусковита в гидрослюды и в редких случаях в каолинит. Однако в субарктических областях монтмориллонитовая линия преобразования силикатов развивается не до конца, хотя подобная тенденция бесспорна. Например, в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса она фиксируется бентонитовыми залежами позднецвертничного возраста, представляющими собой продукты элювиального выветривания основных вулканитов. К сожалению, щелочно-кислотный показатель в деятельном слое Субарктики изучен слабо, и это не позволяет определить истинные масштабы монтмориллонитизации пород. Вместе с тем затрудненный катионный обмен, характерный для областей вечной мерзлоты, указывает на то, что здесь такой тип выветривания является, по-видимому, особенностью изменений алюмосиликатов.

Элювиальное изменение коренных пород и преобразование минерального вещества в деятельном слое приводит к развитию дисперсного материала, отличающегося повышенным содержанием вторичных минералов и слабоизмененных крупных обломков. Дисперсная фракция элювия возникает не только при механическом дроблении пород, но и под воздействием химического выветривания, основное место в ней принадлежит гидрослюдам, иногда замещающимся монтмориллонитом и даже монотермитом. Этот процесс сопровождается оглеением. Такая направленность физико-химического выветривания обуславливается в общем кислой или нейтральной средой, а также переувлажнением элювия за счет воды, поступающей снизу от оттаивающих пород. В этой обстановке создаются условия, когда, как указывают И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова [1951], даже при полном удалении щелочей сохраняется слюдяная решетка.

Набор вторичных минералов (гидрослюд, монтмориллонита, монотермита, каолинита и др.) в отложениях водоразделов и их количественные соотношения зависят от колебаний температуры, переувлажнения среды, сосуществования в течение почти всего года жидкой и твердой фаз воды. Сами породы (их петрографический и минеральный состав) часто оказывают решающее воздействие на создание кислотной или щелочной среды.

Специфические особенности окисления сульфидных месторождений в геокриогенных условиях – убедительное доказательство обособленности развития перигляциального литогенеза. Энергетическая самостоятельность всего протекающего при этом процесса указывает на неравновесное состояние сил, которые получают резонансное отражение в комплексе новообразованных минералов. Зоны окисления сульфидных залежей отличаются от классического профиля зональности гумидных областей. Для них характерна большая протяженность (до сотен метров) на глубину, повышенная сульфатность, присутствие гидроксидов и гидросиликатов с первичными сульфидами. Сульфаты находятся в легкорастворимой форме. Лимонито-ярозитовая подзона не распространяется на глубину и контролируется мощностью деятельного слоя.

Процессы окисления минералов в сульфатных зонах [Питулько, Шило, 1969 и др.] протекают при отрицательных температурах, затрудненном обмене веществ и ограниченном доступе кислорода; продукты окисления не выно-

ются, хотя и обладают хорошей растворимостью; замещая сульфиды, они иногда сохраняют первичные структуры минералов.

Сущность процесса формирования сульфатных зон, как бы это ни казалось парадоксальным, состоит в том, что в вечномерзлом массиве горных пород, обогащенных на некотором конкретном участке сульфидами, возникает реакция, в которой с сульфидами взаимодействует, по-видимому, прочносвязанная вода. Эта реакция – экзотермическая, поэтому она может распространяться на значительную глубину. Продолжительность процесса ее саморазвития контролируется наличием сульфидов и воды в жидкой или твердой фазе и скоростью их взаимодействия, которая зависит от плотности рудной массы, ее пористости и т. д. Активность процесса, вероятно, стимулируется электрокинетическими явлениями, возникающими при наличии двойного электрического слоя на границе раздела твердого вещества и жидкой фазы воды, насыщенной солями.

Перигляциальные процессы склонов

Склоноформирующие процессы, их направленность и интенсивность в любой физико-географической обстановке контролируются, как известно, тектонической активностью, регулирующей проявления гидравлических сил, под влиянием которых в идеальном случае образуются склоны с четырьмя основными элементами: вершиной, уступом, перегибом и педиментом. Однако эта схема часто нарушается. Например, склоны по-разному развиваются в ледовой и аридной областях. Сказанное в равной степени относится и ко всем трем зонам Р. Хортонa: к зоне больших уклонов и активного врезания водотоков, где делювиальный процесс развивается в наиболее типичном виде; к зоне малых уклонов, где сосредоточенные расходы слабы и скорости поверхностных потоков обычно недостаточны для создания динамических напряжений в делювиальном покрове, что препятствует разрыву его сплошности, в силу чего интенсивность проявляющегося делювиального процесса подавлена – находится в прямой зависимости от количества выпадающих в виде дождя метеорных осадков; наконец, к зоне обратного уменьшения уклонов с эрозией, частично сменяющейся аккумуляцией.

Характеризовать в общем плане склоноформирующие процессы, отражающие в той или иной мере активность или стабильность поверхностных явлений определенной морфоструктурной области, нет необходимости, так как результаты обширных исследований по этому вопросу опубликованы в работах А. Вуда [Wood, 1942], Р. Хортонa [Horton, 1945], В. Пенка [1961], Л. Кинга [1967] и др. Нужно остановиться только на явлениях, характерных для перигляциальной области с ее термодинамическим уровнем, разрешающим существование воды в жидкой и твердой фазах, что сезонно повторяется в течение длительного, соизмеримого с геологическими эпохами, времени.

Склоновые процессы перигляциальной зоны зарождаются и развиваются под контролем термодинамических колебаний, имеющих место в соответствующем климате, причем их зависимость от физико-географической обстановки здесь как нигде наглядно проявляется в формах рельефа, характере и

скорости денудации, составе и литологических особенностях рыхлых образований. В фазовых переходах воды скрыт механизм перигляциальной динамики склонов и покрывающего их плаща рыхлых отложений, а также иной, чем в гумидных областях, характер литогенетических процессов. В перигляциальных областях делювиальный процесс резко подавляется солифлюкцией, при участии которой образуется фациальный комплекс, слагающий разнообразные микроформы рельефа на склонах.

И. Андерсон [Andersson, 1906], а вслед за ним другие исследователи (С. Г. Боч, Е. Паризек и Дж. Видрафф, В. А. Обручев, В. А. Кудрявцев, Т. Н. Каплина и др.) определяли солифлюкцию как медленное течение рыхлых отложений, насыщенных водой, с высокого на более низкий уровень. По мнению авторов, она представляет собой ведущий процесс в переработке и планации горных областей северных стран. Однако такое определение сущности явления будет неполным, если не учитывать сортировку и переработку рыхлого материала, подвергающегося воздействию солифлюкции.

Детальное изучение солифлюкционных потоков вскрывает сложный характер этого явления. Исследованиями установлена различная степень водонасыщенности грунтов, что позволяет выделять: а) вязкопластическое течение влажных рыхлых образований (покровная солифлюкция); б) вязкое течение сильно насыщенных водой рыхлых пород; в) сползание талого слоя, взвешенного напорными потоками грунтовых вод (криосолифлюкция). Во всех случаях подстилающей поверхностью движущихся потоков рыхлого материала служит вечная мерзлота.

Покровная солифлюкция наиболее распространена во всех областях вечной мерзлоты. Она развивается на увлажненных склонах малой крутизны (5–15°), сложенных дисперсными (тиксотропными) грунтами. Для нее характерны небольшие равномерные скорости движения (2–10 см/год) без существенного нарушения внутренней структуры деятельного слоя и растительного покрова. Вязкопластическое течение материала редко сопровождается образованием специфических форм рельефа на поверхности, так как по своему характеру оно может быть отождествлено с динамикой квазитвердого вещества, медленно движущегося по наклонной плоскости. Лишь при определенных условиях солифлюкционный покров растрескивается, и тогда образуются полигональные формы, которые с течением времени вытягиваются, вдоль трещин происходит сортировка материала, образуются каменные полосы, на очень пологих склонах иногда развиваются жильные льды (рис. 7.6). Дифференциация и дополнительная переработка обломочного материала происходит в соответствии с интенсивностью промерзания–протаивания деятельного слоя. Они связаны с тем, что возникающие с определенной периодичностью фазовые переходы воды усиливают взаимодействие физических и химических явлений, сопровождающихся гидратацией вещества. Солифлюкционный процесс на склонах, таким образом, носит не только динамический, но и физико-химический характер. В районах вечной мерзлоты у подножий склонов формируются гигантские солифлюкционные шлейфы материала, который продвигается по террасам в поймы рек и ручьев, влияя в долинах на аллювиальные процессы. Возникающие при покровной солифлюкции динамические

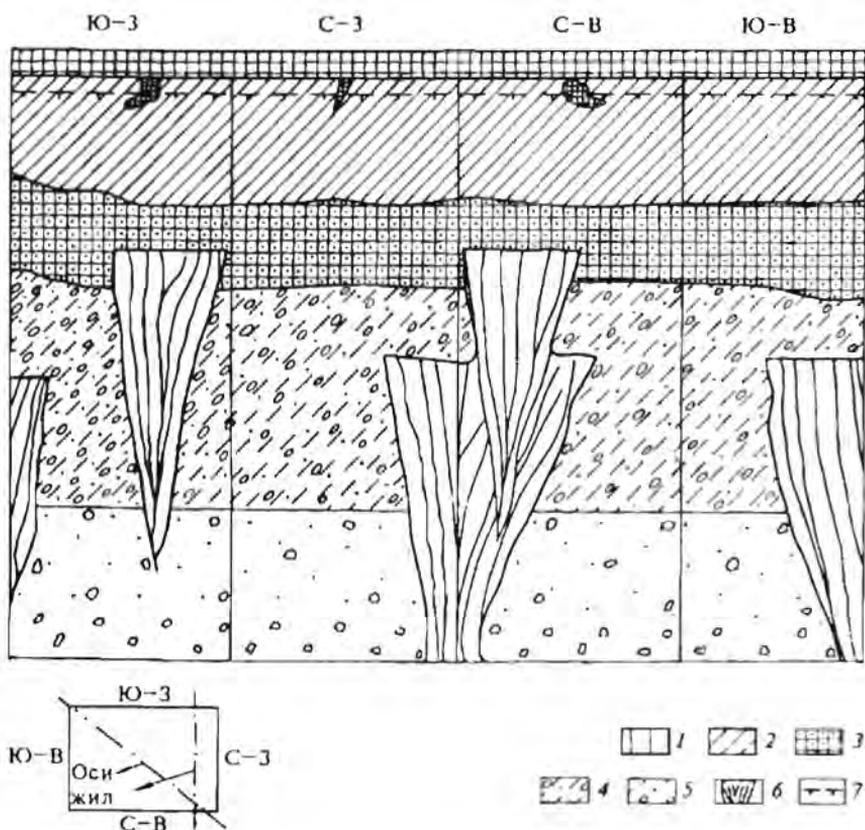


Рис. 7.6. Ледяные жилы, растущие в делювиально-солифлюкционных суглинках (по данным В. К. Рябчуна) на пологом (1–2°) склоне долины р. Волчьей: 1 – торф; 2 – суглинок с гнездами торфа; 3 – торф сильноолиственный; 4 – песчано-илистые делювиально-озерные отложения с неясной слоистостью; 5 – песчано-гравийные делювиальные отложения; 6 – ледяные жилы; 7 – граница деятельного слоя

напряжения в слое поддаются математическому описанию и могут быть оценены количественно.

На общем фоне вязкопластического течения рыхлых отложений деятельного слоя в некоторых случаях формируются потоки, которые по своим динамическим и физическим параметрам могут быть отождествлены с вязким течением. Примером таких потоков могут служить грязевые оползы на склонах повышенной крутизны (15–25°) при переувлажненном деятельном слое. Вязкое течение сопровождается нарушением внутренних связей в слое, разрывами сплошности растительного покрова. При этом вдоль трещин часто зарождаются сосредоточенные, хотя и временные, расходы воды, которые иногда служат эмбриональной формой деллей, распространенных на склонах перигляциальных зон. Течение рыхлых отложений развивается в периоды интенсивного таяния деятельного слоя или при обильных дождях, когда в дисперсных отложениях, местами включающих крупный обломочный материал,

нарушаются внутренние структурные связи. Этот вид солифлюкции активно проявляется на берегах термокарстовых озер, на крутых откосах рек и ручьев, а также во многих других местах, где залегают фильтрующие суглинки, супеси, илы, включающие ледяные тела, которые при оттаивании насыщают влагой эти породы, что уменьшает сопротивление сдвигу и одновременно водонасыщенных пород возникает на вечномерзлом основании, и оно не может быть отождествлено с оползнями гумидных областей, природа которых совсем другая.

В полярных районах прослеживается сползание талых пород, отличающихся по своим физико-химическим и динамическим особенностям от вязкопластических и вязких солифлюкционных потоков. Оно возникает при наличии напорных потоков грунтовых вод, формирующихся на границе талого слоя и вечномерзлого массива, которые и вызывают динамическую реакцию деятельного слоя. Механизм этого процесса связан с криогенным строением деятельного слоя, имеющего в верхней и особенно нижней части, а также на границе с вечномерзлыми породами сетчатую и слоисто-сетчатую структуру, обусловленную агрегатностью пород, размещающихся между ледяными шлирами. При оттаивании деятельного слоя породы распадаются, что и приводит к возрастанию коэффициента фильтрации у подошвы слоя, тогда как его средняя, обезвоженная часть продолжает сохранять монолитность и низкий коэффициент фильтрации. Напорные потоки формируются здесь потому, что проницаемость деятельного слоя на границе постоянных отрицательных температур, по данным Н. А. Цытовича [1945], Г. Д. Потрашкова и Л. Н. Хрусталева [1961], В. С. Савельева [1963, 1964] и др., в несколько тысяч раз больше, чем проницаемость вышележащих пород, а движение взвешенных отложений практически не испытывает сопротивления сдвигу, которое стремится к ничтожно малой величине.

Этот тип солифлюкции сопровождается образованием на склонах специфических форм рельефа: разнообразных нефлювиальных террас, возникающих при сплывах отложений деятельного слоя, террасовидных языков, одиночных ясно выраженных фронтальных ступеней, часто представленных многоярусной системой. Возникающие нагорные террасы имеют хорошо сформированные бровки, сложенные грубообломочным материалом, их выровненные или слегка наклонные площадки достигают значительных размеров. В слабоподвижных участках криосолифлюкция, развивающаяся с участием напорных потоков, сопровождается морозным трещинообразованием, но полигональные ядра, быстро деформируясь и вытягиваясь вниз по склону, преобразуются в вытянутые многоугольники – вдоль трещин возникают каменные полосы.

Склоновые процессы, протекающие обычно с повышенной активностью, формируют отложения с характерными, только им присущими литологическими чертами. Они включают материал от дисперсных илистых до грубообломочных фракций. Глинистый компонент характеризуется гидрослюдистыми минералами. Здесь, как и на водоразделах, окислительные процессы заканчиваются на стадии гидратации вещества или образования сульфатов.

Склоновые отложения перигляциального пояса представлены делювиальными и солифлюкционными образованиями, которые [Шило, 1956] объединяются в делювиальную генетическую группу. Вследствие пространственного совмещения процессов медленного движения увлажненного рыхлого покрова, оползания, оплывания, плоскостного смыва, осыпания и т. д. в полевых условиях солифлюкционные и делювиальные отложения практически неотделимы. Однако это не снимает различий между делювием и солифлюкционными образованиями, которые формируются под воздействием импульсов протаивания-промерзания, часто направленных противоположно силам гравитации. Делювиально-солифлюкционные отложения имеют небольшую мощность в верхней части склонов, у подножий она резко повышается. В целом, хотя в перигляциальных условиях склоны формируются по схеме Л. Кинга, их пространственная ориентировка сказывается на характере элементов: склоны южной экспозиции обычно пологи, с вогнутым регенерированным профилем, тогда как противоположные им склоны имеют выпуклую форму; рыхлый покров на тех и других соответственно неодинаков как по составу, так и по мощности.

Перигляциальные процессы на равнинах Субарктики

Изучению сущности перигляциальных процессов северных равнин за последние полвека были посвящены специальные работы как в нашей стране, так и за рубежом. Однако до сих пор многие исследователи проявляют принципиально неверный подход в их истолковании, исходя из того, что главнейшие криогенные особенности мерзлых и промерзающих пород, в том числе и количественные параметры льдонасыщенности, определяются соотношением литогенеза и промерзания. Промерзание и седиментогенез рассматриваются при этом раздельно, тогда как промерзание-протаивание является внутренним содержанием породообразования – перигляциального литогенеза, развитие которого осуществляется на таком термодинамическом уровне, при котором зарождаются и непрерывно долго совершаются фазовые переходы воды, насыщающей горные породы. Как подчеркивалось выше, речь идет о таких равновесных условиях, при которых вода (влага) присутствует одновременно в твердой и жидкой фазах и вместе с минеральным каркасом образует сложную систему. Нарушение или сдвиг в ту или иную сторону фазового равновесия этой системы влечет за собой изменение соотношения ее компонентов, а затем и характера породообразования.

На низменных пространствах перигляциальных зон промерзание осадков происходит в послеседиментационную стадию (эпигенетическое промерзание) и в ходе образования осадков (сингенетическое промерзание). Природа изменений осадков как в том, так и в другом случае одинакова, изменения выполняются в соответствии с термодинамическим уровнем процесса. Тем не менее между этими, я бы сказал, частными вариантами развития перигляциального литогенеза на равнинах есть разница.

Эпигенетическое промерзание накладывается на уже сформировавшийся слой, пласт или толщу и протекает от более молодых образований к более

древним, т. е. сверху вниз, захватывая до известной глубины от поверхности (в течение некоторого времени) сложенную разновозрастными породами толщу. В целом породы до начала промерзания проходят ранние стадии домерзлотного диагенеза: гравитационное уплотнение, обезвоживание и т. д., и специфические особенности эпигенетического промерзания толщи обусловлены тем, что мерзлотный диагенез испытывают породы с уже измененными агрегатным состоянием, пористостью, удельной поверхностью и т. д.

При сингенетическом промерзании формирующегося осадка характер мерзлотного диагенеза определяется иными качественными особенностями: слабой гравитационной уплотненностью отложений, их максимальной насыщенностью влагой, повышенной пористостью и другими показателями удельной поверхности.

Большинство низменностей северных стран, по-видимому, сформировалось раньше, чем произошло полное промерзание слагающих их осадочных толщ, хотя наиболее молодые верхние горизонты несомненно испытывали сингенетический криодиагенез. В пределах России к низменностям такого типа относятся Нижне-Анадырская, Ванкаремская и Колочинско-Мечигменская равнины.

Нижне-Анадырская и Ванкаремская равнины близки по геологическому развитию и характеризуются сходными особенностями состава, строения и льдонасыщенности рыхлых отложений (супесей, суглинков, обычных и ленточных глин и т. д.). В основании осадочного комплекса глины и суглинки с морскими моллюсками и диатомеями позволяют определять возраст отложений как раннеплейстоценовый.

Промерзание осадочной толщи в Нижне-Анадырской низменности распространяется на глубину 100–150 м, в Ванкаремской – 300 м. Мощность отложений, включающих ледяные образования, в Нижне-Анадырской низменности не превышает 50–60 м, в Ванкаремской – 70–80 м. Объемная льдистость верхних горизонтов мерзлых пород со шлировыми выделениями сегрегационного льда, развивающегося примерно до глубины 50–80 м, ниже полной влагоемкости талых пород аналогичного состава и в среднем достигает 20–30%, что свидетельствует об их гравитационном уплотнении и обезвоживании до начала промерзания. Самые верхние горизонты насыщены льдами, развивающимися в супесчано-глинистых и фитогенных породах в виде взаимопересекающихся клиновидных жил, образующих в плане почти правильные четырех-, пяти- и шестиугольники. Извилистость и сложная многоугольная сетка жил, по-видимому, обусловлены топографией поверхности и переслаиванием отложений различного состава. Ледяные жилы залегают на глубине до 3 м, расстояние между ними колеблется от 4 до 12 м; мощность жил в верхней части составляет 2–3 м, вертикальное протяжение – до 6 м. Суммарный объем льда в осадочной толще низменностей (до глубины 20–30 м) достигает 60–70%, но при наличии сегрегационных тел возрастает до 70–80%.

В пределах низменностей встречаются поля новообразованных жильных льдов, которые развиваются на днищах спущенных или мигрировавших озер, где формируется полигональная система молодых трещин, часто не совпадающая с направлением и ориентировкой полигонов окружающей местности.

Эта система трещин обычно веером расходится от берегов отмерших озер или, дугообразно изгибаясь, окаймляет их.

В отложения Нижне-Анадырской и Ванкаремской низменностей врезаны долины рек с двумя фрагментарными террасами и современной поймой. Их аллювиальные отложения включают ледяные жилы мощностью до 2 м и протяженностью по вертикали до 15 м.

Несколько иными особенностями характеризуются отложения на побережьях заливов Креста и Мечигменского, а также Колючинской губы. Здесь развиты валунные суглинки и глины, слагающие террасу высотой 40–60 м над уровнем моря, а также морские пески и галечники двух других террас (20–30 и 6–8 м), современных кос и пляжей. Ледяные жилы находятся в основном в суглинках, супесях и глинах 40–60-метровой террасы, а в морских отложениях более низких террас встречаются эпизодически и приурочены к термокарстовым западинам, ложбинам стока и болотным торфяникам. Конфигурация полигональной системы и параметры жил аналогичны тем, которые распространены в Нижне-Анадырской и Ванкаремской низменностях.

Осадочные толщи Нижне-Анадырской, Ванкаремской и Колючинско-Мечигменской равнин включают линзовидные и пластовые залежи инъекционного льда, возникшие, по-видимому, еще в позднеплейстоценовое время. Их мощность достигает 6–10 м, длина по простиранию превышает 300 м. Ш. Ш. Гасанов [1969] считает, что на каждые 100 км² приходится не менее 2–3 таких залежей. За счет этого льда процент льдонасыщенности отложений равнин возрастает.

Иными мерзлотно-литологическими особенностями обладают Абыйская, Колымская и Приморская низменности. Считается, что слагающие их толщи подвергались сингенетическому промерзанию, хотя древнее происхождение равнин свидетельствует об обратном [Шило, 1964, 1971].

Наиболее древние рыхлые отложения низменностей представлены илами и глинами (от светло-серых до темных), достигающими нескольких десятков метров мощности, изменяющейся от места к месту. В илисто-глинистой толще найдены пресноводные моллюски среднечетвертичного и даже позднечетвертичного возраста. На поверхности имеются следы полигональных углублений, которые связывают с вытаяванием «повторно-жильных» льдов, хотя, как показал Е. В. Артюшков [1969], такие структуры в грунтах широко распространены и в гумидных областях, где они образуются под влиянием конвективной неустойчивости осадков.

Выше по разрезу залегает толща илов, суглинков, супесей с растительными остатками. Мощность толщи достигает нескольких десятков, местами сотен метров. В отложениях найдена фауна млекопитающих с мамонтом раннего и позднего типов, датирующая толщу как позднечетвертичную. Все однообразные по составу дисперсные породы включают полигонально-жильные и инъекционные льды, в приповерхностной части встречаются ледяные тела различных по происхождению бугров. Льдонасыщенность осадочной толщи превышает аналогичный показатель отложений Нижне-Анадырской, Ванкаремской и Колючинско-Мечигменской равнин. Она неодинакова на различных элементах рельефа. В местах интенсивного развития термокарстовых

озер сплошность промерзших толщ нарушается, такие участки рассматриваются как полигенетические образования.

Наиболее интересным в криогенном отношении элементом рельефа Абыйской, Колымской и Приморской низменностей является их приподнятая часть (иногда именуемая второй террасой), с высотой над меженным уровнем рек от 40 до 60 м и более. У берегов эта часть рельефа расчленена термокарстовыми процессами на небольшие участки (останцы), называемые едомами, которые возвышаются над котловинами и более молодыми эрозионно-аккумулятивными образованиями на 20–30 м. В предгорном поясе равнин и на Новосибирских островах, где имеется сток поверхностных вод и озерный термокарст подавлен, едомы исчезают, а на поверхности «просвечивается» полигональность кочкарниковой тундры. По данным Ю. А. Лаврушина [1963], Н. Н. Романовского [1961 и др.], иловатые и лёссовидные алевроиты едом мощностью от 40 до 80 м включают ледяные жилы вертикальной протяженностью около 50–60 м, на Новосибирских островах жилы прослеживаются до 70–80 м [Шумский, 1955]. В поперечном сечении они имеют столбовидную форму; их средняя мощность 5–7 м, в верхней части – 10–12 м; расстояние между жилами 5–6 м, т. е. в 2 раза меньше, чем мощность самих жил. Их головки находятся на уровне максимального сезонного протаивания (0,4–0,6 м), но иногда там, где деятельный слой достигает большой мощности (до 5 м), они залегают на его глубине [Достовалов, 1960; Романовский, 1961; Константинова, 1965; Берман, 1965; и др.]. Ледяные жилы, занимающие 60–70% площади приподнятой части рельефа, не образуют правильной полигональной сети, у них сглажены и закруглены углы сопряжения, а ядра из осадочных отложений представляют земляные колонны во льду с овальным или круглым поперечным сечением.

Следующим элементом рельефа низменностей является более низкая поверхность, возвышающаяся над меженным уровнем рек только на 10–15 м. Она сложена льдонасыщенными алевроитами, включающими ледяные жилы мощностью в верхней части 4–5 м и вертикальной протяженностью 15–20 м [Лаврушин, 1963 и др.]. Жилы залегают на глубине 0,5–1,0 м от поверхности (их головки находятся на уровне нижней границы деятельного слоя). Они образуют тетрагональную форму полигонов. Жилы занимают около 60% всей площади этой поверхности, остальные 40% – осадочные породы. В отличие от едомы здесь несколько ниже и объем жильного льда – около 40–50%. Однако общая льдонасыщенность отложений вместе с сегрегационным льдом превышает 60%.

Самым низким элементом рельефа Абыйской, Колымской и Приморской низменностей является озерно-полигональная, или аласная, равнина, приближающаяся по абсолютным отметкам (4–6 м) и слагающим ее отложениям к современным поймам рек. Она развита преимущественно в прибрежных районах и занимает 55–60% площади низменностей. Ее поверхность характеризуется полигонально-валиковым рельефом, свидетельствующим о высокой плотности ледяных жил. Площадь, занимаемая жилами, составляет около 30% аласной поверхности. Жилы образуют на поверхности тетрагональные полигоны, расстояние между сторонами которых от 14–15 до 18–22 м. Головки жил находятся на уровне нижней границы деятельного слоя, имеющего

мощность от 0,3 до 0,6 м. Мощность жил в верхней части достигает 4–6 м, протяженность на глубину превышает 10 м. Это правильные клиновидные тела, залегающие в гумусированных супесях, суглинках и торфяниках; корнями они проникают в подстилающие аллювиальные отложения. Общая объемная льдонасыщенность осадочных пород достигает 50%, жильный лед составляет около 35% объема пород.

Равнины Аляски и сопредельных территорий Канады существуют в условиях, где под влиянием тихоокеанского атмосферного фронта климатическая зональность нарушена. Поэтому, например, на Аляске мощность вечномерзлых толщ, как и их другие характеристики, обнаруживает резко азональные изменения. По данным Л. И. Вейсмана [1965], опубликовавшего детальную сводку по полигонально-жильным льдам Аляски и Канадского Севера, основанную на материалах Р. Блека [1958], Д. Дженниса [1958], С. Карсона [Carson, Hussey, 1959], Д. Мак-Карти [1958] и многих других, на арктическом склоне мощность вечномерзлых толщ имеет максимальную величину, тогда как в сторону Тихого океана многолетнее промерзание толщ исчезает. Между этими районами находится зона прерывистой вечной мерзлоты, закономерности распространения которой изменяются в зависимости от морфоструктурных особенностей, определяющих мерзлотно-литологические различия внутренней Аляски и прибрежных низменностей.

Арктический склон Аляски по направлению к морю Бофорта переходит в сильно заболоченную, покрытую множеством озер прибрежную равнину. Она сложена рыхлыми отложениями мощностью 15–20 м, представленными песками, илами, глинами и суглинками морского и озерного происхождения, возраст отложений не старше позднего плейстоцена. Породы промерзают на глубину 300 м и более. Под крупными озерами мерзлота отсутствует, в больших межозерных массивах она фиксируется на глубине около 200 м. Жильное льдообразование прослеживается здесь на больших пространствах. Американские исследователи [Black, 1949; Rosenfeld, Hussey, 1958; Розенфельд, 1961; и др.] связывают с ним озерный термокарст, в том числе «чрезвычайную заозеренность территории, и в частности столь широкое развитие ориентированных озер» [Вейсман, 1965, с. 79]. Жилы контролируются илисто-глинистой толщей, имеют клиновидную форму с мощностью по верху до 5 м и протяженностью на глубину 8–10 м. Головки приурочены к нижней границе деятельного слоя (0,3–0,6 м). На поверхности равнины жилы фиксируются полигональной (длина сторон 10–15 м) системой борозд, подчеркнутых валиками грунта (вогнутые полигоны), но встречаются и выпуклые полигоны, лишенные валиков. Сезонные колебания температур распространяются до 12–15 м и затухают на глубинах около 20 м.

В прибрежной зоне восточной Аляски мощность рыхлых отложений больше – 100–150 м. В их состав входят галечники, илы, торфяники. Современный аллювий представлен илами, перекрытыми торфом. Многолетнее промерзание пород, достигая 80 м, колеблется вплоть до полного выклинивания под озерами или в долинах рек даже с непостоянным стоком. Деятельный слой протаивает до глубины 6 м. В различных районах этой зоны развиты жильные льды, неодинаковые по морфологии и условиям залегания. Их максимальная протяженность на глубину измеряется первыми десятками

метров (обрыв Исторический), мощность 5–10 м; наряду с жилами здесь встречаются и пластовые залежи льда. С жильными льдами Д. Гопкинс [Hopkins, 1949] связывает термокарстовые озера и мерзлотные процессы на поверхности равнины восточной Аляски. На контакте с ледяными жилами исследователи отмечают отогнутые вверх прослойки грунта и даже жилки структурного льда.

Более сложны пространственные изменения развития жильных льдов внутренней Аляски, где располагаются равнины среднего и нижнего течений рек Юкон и Кускоквим – равнины, сформировавшиеся в молодых депрессиях. Они выполнены ледниковыми, аллювиальными или озерными отложениями мощностью в несколько сотен метров. Промерзание отложений прерывистое, достигает 70–90 м (равнина Танана и др.). Здесь ледяные жилы вместе с другими формами льда местами составляют 60–65% общей массы вмещающих горных пород. Жилы имеют клиновидную форму и простираются на глубину до 10 м и более. По мощности они изменяются в широких пределах – от нитевидных до 10 м, в большинстве случаев они контролируются слоями глин (района Фербенкса и др.), имеют вертикальную полосчатую структуру, подчеркнутую минеральным веществом или пузырьками воздуха. Жильный лед на равнинах среднего и верхнего течений р. Юкон (на Аляске и в Северной Канаде) представлен клиновидными образованиями протяженностью на глубину до 20 м. На равнинах рек Танана, Кускоквим, Кубок и других американскими и канадскими исследователями установлены огромные жилы. По данным Т. Певе [Вейсман, 1965, с. 70], «наиболее интересным во взаимоотношении вертикально-полосчатого льда и вмещающих отложений является почти повсеместная деформация слоев осадков вблизи льда. Вмещающие отложения, как правило, отогнуты в сторону. Слои приподняты кверху, а во многих случаях опрокинуты. Зона смятия распространяется от 0,3 до 3 м по обе стороны клина» (рис. 7.7). На поверхности ледяные жилы внутренней центральной Аляски образуют полигональную сетку, в ячейках которой заключены ядра мерзлого грунта диаметром от 1 до 30 м. В пределах пойм льды контролируются тонкодисперсными отложениями и не переходят в галечники даже в тех случаях, когда галечники перекрывают включающие ледяные жилы илесто-глинистые породы. К бортам депрессий, где дренаж улучшается, льдонасыщенность осадочных толщ убывает и на склонах исчезает.

Мерзлотно-геоморфологическая и климатическая обстановки формирования подземных ледяных образований на низменностях и равнинах западного сектора Арктики (сведения об этом можно найти в публикациях И. Д. Данилова [1965], В. Н. Конищева [1965], В. И. Соломатина [1965] и др.) и Восточной Арктики существенно различаются.

В свете приведенного фактического материала бесспорно, что образование ледяных жил связано с полигональной системой трещин в верхней зоне промерзающей осадочной толщи, где в результате работы температурной волны возникают и развиваются растягивающие и сжимающие напряжения. Периодическое заполнение водой этих трещин и ее замерзание приводят к образованию клиновидных ледяных жил.

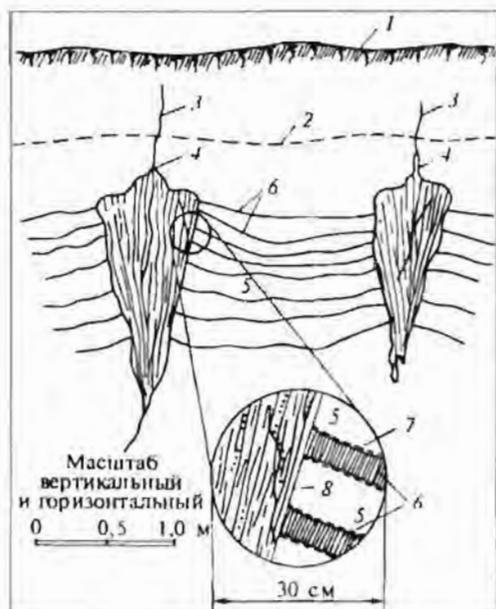


Рис. 7.7. Жилы льда в монолитной толще пылеватых илстых отложений (Аляска) [Вейсман, 1965]: 1 – поверхность грунта; 2 – кровля мерзлоты; 3 – открытая морозобойная трещина в грунте; 4 – молодые клинья на поверхности жил; 5 – слоистый пылеватый грунт, обогащенный растительным материалом; 6 – прослойки текстурного льда; 7 – скопление органического материала; 8 – боковой контакт с вмещающим грунтом

накапливающиеся толщи мерзлых пород на всю их мощность» [с. 46]. Подобное объяснение получило название сингенетической теории роста ледяных жил⁶.

Однако приверженцы этой теории не сняли противоречия между фактическим материалом и теоретической интерпретацией явлений. Поэтому П. А. Шумский и Б. И. Втюрин, например, делают существенную оговорку: «В механизме и условиях формирования льда остается еще много невыясненных деталей» [там же, с. 53]. Даже А. И. Попов [1965а, с. 15], ее наиболее ярый защитник, высказал сомнения в достоверности теории сингенетического образования жильных льдов. Он отмечает, что одним из важных и трудных является вопрос о механизме сингенетического жильного льдообразования и аллювиального осадконакопления. Тем не менее эту теорию по укоренившейся традиции продолжают исповедовать большинство мерзлотоведов.

⁶ Сингенетическая теория, последняя из множества концепций образования жильных льдов, разработана Г. Гельвицем [Gallwitz, 1949] и повторена в русском варианте А. И. Поповым.

Теоретически ледяные жилы могут образовываться только до глубины, на которой прекращаются колебания температуры, т. е. до уровня, где затухает работа температурной волны. Практически (см. табл. 7.2) колебания температур отсутствуют уже на глубинах 10–12, максимум 15–18 м, хотя С. П. Качурин [1959, с. 6] допускает образование 20-метровых трещин. Вместе с тем, как было показано выше, ледяные жилы прослеживаются на значительно большую глубину.

Объясняя это явление, некоторые исследователи считают, что рост ледяных жил сопряжен с накоплением аллювиальных отложений в долинах рек. Так, П. А. Шумский и Б. И. Втюрин [1963] пишут: «...если одновременно с образованием ледяных жил происходит накопление осадков на поверхности, то влед за общим уровнем поверхности постепенно поднимается и верхняя граница непрерывно-мерзлой толщи, а вместе с ней и нарастающие ледяные жилы. Такие жилы называются сингенетическими. Они растут не только в ширину, но и кверху, пронизывая

Поскольку жильное льдообразование является существенной особенностью развития перигляциального литогенеза на равнинах высоких широт, так как отражает термодинамический уровень происходящих здесь процессов, правильное понимание его генетического смысла представляется весьма важным.

В изложенном фактическом материале обращает на себя внимание возрастание объемной льдистости отложений от более молодых к более древним – от 40–50% на аласных равнинах до 65–85% в отложениях надпойменных террас Колымской и Приморской низменностей северо-восточной Азии. Несложные подсчеты показывают, что ликвидация всех видов ледяных тел, размещающихся в осадочных толщах, привела бы к понижению *различных элементов рельефа до одинакового гипсометрического уровня*. Следовательно, отложения, наиболее насыщенные жильными льдами, слагают и наиболее приподнятые в рельефе «террасовые» структуры. В связи с этим возникает вопрос: куда исчезают пойменные отложения, с накоплением которых, согласно А. И. Попову и его последователям, синхронно росли жильные льды? На него авторы сингенетической аллювиальной теории ответа не дают, обнаруживая тем самым несостоятельность своих теоретических построений.

Дело в том, что образование аллювиальных толщ и формирование ледяных жил – два процесса, не только не связанные единым термодинамическим уровнем, но и исключают друг друга: они не могут развиваться в одинаковых условиях. Пойменный аллювий накапливается неравномерно, а в перигляциальных зонах его образование происходит в такой гидрологической обстановке, для которой не характерна мерзлота. Поэтому присутствие наиболее крупных ледяных жил вне пойм как раз свидетельствует о более благоприятных условиях для образования жильных льдов именно на участках, удаленных от пойм (ошибочно относимых к речным террасам). Такие районы не имеют дренажа и хорошего поверхностного стока. Соответствующая обстановка обычно создается на погружающихся прибрежных равнинах или формирующихся в зонах тектонических прогибов межгорных впадинах.

Мерзлотно-литологические особенности северных низменностей Азии, Европы и Северной Америки показывают, что формирование ледяных жил непосредственно связано с трещинообразованием уже промерзших осадков, зависит от него, т. е. от процесса эпигенетического промерзания осадочной толщи. Жильные льды зарождаются в осадочных породах, уже вступивших в стадию криодиагенеза. Это является неременным условием для возникновения полигональных трещин, которые появляются только на определенном термодинамическом уровне, когда нарастают растягивающие напряжения, сопровождаемые растрескиванием массива горных пород с поверхности на максимально возможную, энергетически обеспеченную глубину.

Теория трещинообразования в поверхностном массиве осадочной толщи освещалась А. Поповым [1965 и др.], П. Шумским [1955 и др.], Б. Достоваловым [1960 и др.]. В работах Б. Достовалова определены граничные параметры разрывающих напряжений, зависящие от модуля сдвига, коэффициента расширения или сжатия пород, от температурного градиента и т. д. Из этих данных следует, что ледяные жилы могут развиваться на различных эле-

ментах рельефа, но при строго определенных условиях, к которым относятся колебания температуры, увлажнение, состав горных пород.

Ледяные жилы образуются вследствие известной нестабильности механических свойств мерзлых и оттаивающих грунтов. Нестабильность, по Н. А. Цытовичу [1941], обусловлена как количественными изменениями содержания порового льда и незамерзшей воды, так и качественными изменениями грунтового льда под влиянием внешних условий. Общеизвестно, что особой нестабильной чувствительностью обладают тонкодисперсные слабо литифицированные лёссовидные суглинки, илы, монтмориллонитизированные глины и другие аналогичные отложения с большой удельной поверхностью (табл. 7.3), в которых при температуре $-5...-10^{\circ}\text{C}$ содержится от 10 до 20% и более незамерзшей воды. Ее количество, состав и свойства, в соответствии с принципом нестабильности Н. А. Цытовича, не остаются постоянными, а изменяются с изменением внешних воздействий, находясь в динамическом равновесии с последними. Вообще говоря, этот процесс, по-видимому, развивается на основе ячеек Бенара, о чем свидетельствуют наиболее широко распространенные трещины, возникшие в мерзлых тонкодисперсных грунтах по сторонам шестигранников; впоследствии они заполняются ледяными жилами. Его динамика может быть описана уравнением, как модель бруселятора с использованием чисел Рэля и Прандтля.

Зарождающиеся в массиве растрескивающихся при замерзании осадочных пород ледяные жилы способствуют преобразованию толщи в качественно новый, двухкомпонентный комплекс из льда (однофазная система) и насыщенного льдом и водой минерального каркаса (квазиоднофазная система). Осадочная толща и заключенные в ее недрах жильные льды существуют как единая система, в которой процессы возбуждаются, развиваются и затухают согласованно, хотя форма их проявления не одинакова для минерального вещества и для ледяных образований.

Физическая природа этого сложного процесса вскрывается при реологическом изучении явлений, возникающих в тонкодисперсных отложениях, где уже произошло зарождение полигональных жильных льдов, и в самих жилах. Исследованиями установлено [Вялов, 1957 и др.; Пекарская, 1963; и др.], что каждый член системы лед-льдонасыщенная с водой осадочная толща в напряженных условиях ведет себя как пластическое вещество с переменным коэффициентом вязкости. Изменчивость коэффициента вязкости объясняется нелинейной зависимостью между скоростью течения льда и мерзлых от-

Таблица 7.3

Гранулометрический состав (в %) лёссовидных пород из аласа в долине р. Маин

Номер пробы	Содержание фракций, мм					
	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	< 0,005
103	0,1	47	24	23	1	4
047	5	59	17	15	1	3
276	3	52	21	19	1	4
030	3	51	26	14	3	3

Скорости течения мерзлого грунта v_m и льда v_l ($T = -0,4^\circ\text{C}$) [Пекарская, 1963]

Напряжение, кПа	v_m , мм/мин, в мерзлой глине массивной	v_l , мм/мин, в грунтовом льде	$\frac{v_l}{v_m}$
300	0,000026	0,00006	0,4
400	0,001	0,00008	12,5
500	0,083	0,00012	70,0
600	0,42	0,00016	2621,0
700	0,37	0,0003	1121,0

ложений и напряжением сжатия (растяжения). Механизмы деформации жильного льда и низкотемпературных горных пород различны, так как слагающий жилы лед является однофазной системой, в то время как развитие рыхлых отложений, хотя и отождествляемых с квазиоднофазной системой, в напряженных условиях зависит от минерального вещества, ледяных включений и пленочной воды.

Действительно, изучение скорости течения льда и рыхлых отложений в условиях роста напряжения показывает (табл. 7.4, рис. 7.8), что пластические деформации во льду нарастают значительно медленнее, чем в мерзлых дисперсных породах. При небольших напряжениях сжатия (растяжения) скорости течения льда (v_l) в 3–5 раз выше скоростей течения рыхлых мерзлых отложений (v_m), но с увеличением напряжений в несколько раз при понижении температуры настолько резко возрастают скорости пластического течения пород, что становится в сотни раз больше, чем скорости течения льда. Этот эффект объясняется высокой способностью льда восстанавливать структурные особенности. Наиболее интенсивно это качество проявляется в диапазоне больших напряжений, нарастающих во льду быстрее, чем в массиве отложений, вследствие более высокой теплопроводности льда. Таким образом, в рассматриваемой системе сопротивление жильного льда напряжениям сжатия длительное время будет выше, чем сопротивление льдонасыщенных отложений с пленочной и поровой водой. Эти различия скоростей течения льда и осадочных отложений, в недрах которых происходит образование клиновидных жил, выполняющих полигональные трещины, обеспечивают формирование гигантских ледяных жил.

Начальная стадия образования ледяных жил сво-

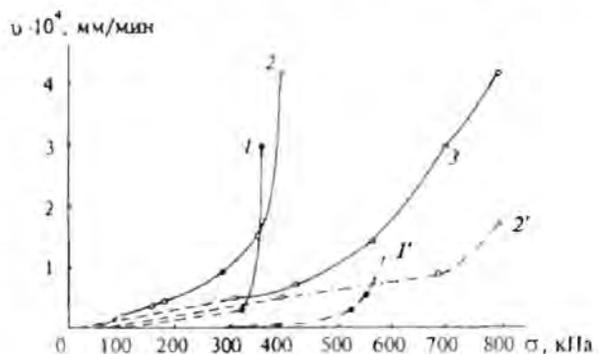


Рис. 7.8. Реологические кривые мерзлых грунтов и льда при сжатии [Пекарская, 1963]. Сутлинок: 1 - массивной текстуры; 2 - слоистой текстуры; 3 - грунтовый лед; измерения выполнены при T (в $^\circ\text{C}$): 1-3 - (-0,4), 1', 2' - (-3)

дится к наполнению возникшей трещины водой и замерзанию последней, т. е. к залечиванию трещины льдом. Фазовые переходы воды вызывают динамическую реакцию массива осадочной толщи, вмещающего лед. В нем возбуждаются напряжения сжатия, возникает релаксация, сопровождающаяся после некоторого уплотнения течением (ползучестью) минерального вещества в сторону наименьшего сопротивления, т. е. к поверхности, а на поверхности вдоль борозды, фиксирующей заполненную льдом трещину, формируется валик или валиковый рельеф (вогнутые полигоны). После миграции части горной породы на земную поверхность, повышающуюся за счет этого на некоторую величину, в системе наступает равновесие. В зимнее время с понижением температур в массиве снова возникают растягивающие напряжения – во льду появляются новые трещины. Весной они заполняются водой, которая при замерзании возбуждает в когерентной системе повторные напряжения сжатия. Они опять разрешаются за счет оттока минерального вещества на уже приподнятую поверхность.

В начальный период образования ледяных жил сжимающие напряжения компенсируются в приконтактной зоне. Об этом свидетельствуют загнутые вверх горизонтально залегающие слои, особенно часто встречающиеся около молодых жил небольших размеров. Это своеобразный вид инъективно-просадочных дислокаций. Иногда они фиксируются складками даже у нижнего конца жил. Следовательно, складкообразование этого типа возникает и развивается на границе двух сред – льда, и слоистых отложений, реагирующей на напряжения при фазовых переходах воды из-за неодинаковых теплофизических и механических свойств по-разному. В период протаивания напряжения фазовых переходов воды обуславливают просадочную форму слоистых отложений в междужильном пространстве, где после образования валиков скапливаются талые воды. Аккумулируя солнечное тепло, эти воды способствуют формированию мощного проседающего деятельного слоя. На контакте с ледяной жилой вследствие большого запаса холода этот слой не оттаивает. Именно здесь и возникают загнутые кверху слои, механизм образования которых, таким образом, связан, с одной стороны, с явлениями ледяного диапиризма, с другой – с просадкой оттаивающих с поверхности отложений. Дальнейший рост жил происходит при затухании диапировых дислокаций: возрастающие в целом в системе напряжения распространяются на всю приповерхностную зону осадочной толщи.

Приращению мощности ледяных жил, что фиксирует характерная для них полосчатость, сопутствует, благодаря течению грунта, ежегодное повышение поверхности. Вследствие этого ледяные жилы как бы закапываются, глубина их залегания увеличивается, что в свою очередь обеспечивает условия для их дальнейшего роста вверх. При этом потоки минерального вещества на поверхность могут перекрывать биогенный материал, создавая ложную стратификацию слоев, вполне сходную со слоистостью пойменных фаций аллювия, с которыми их ошибочно и отождествляют. Этот процесс повторяется до возникновения определенных критических условий, которые появляются при некотором минимуме массы минерального вещества, уже не способном скомпенсировать напряжения, вызываемые замерзанием очередной порции воды, поступающей в новые трещины. Признаком таких экстремаль-

ных условий являются земляные колонны, или ядра, во льду из минерального вещества. Они свидетельствуют о том, что льдонасыщенность пород достигла максимального значения и находится на уровне 75–90% общей массы отложений. При таком соотношении льда и осадочных пород мощность жил превосходит расстояние между ними. Толща осадочных горных пород, в которой происходило формирование ледяных жил, преобразуется в массив льда, вмещающий земляные колонны (ядра).

Расчеты показали, что ледяные жилы, возникающие в трещинах с начальной глубиной 12–16 м, в процессе развития выжимают такое количество минерального вещества (около 80–90%), которого достаточно для наращивания поверхности на 25–30 м. Это обеспечивает рост жил до максимальной вертикальной протяженности в 40–50 м, т. е. до глубины, обычно наблюдаемой в природной обстановке. Сама по себе эта величина указывает на то, что *подземное льдообразование и формирование жил не распространяется на любую произвольную глубину, как это могло бы быть при их одновременном (сингенетическом) с накоплением пойменных аллювиальных отложений росте, а ограничивается глубиной, контролируемой количеством минерального вещества, способным наращивать поверхность массива, в котором происходит образование ледяных жил.*

В образовании жил большую роль играет конвективная неустойчивость не претерпевших гравитационного уплотнения отложений, сильно насыщенных водой. В таких породах ледяные жилы, развиваясь, достигают глубин 40–50 м. Они наблюдаются на Приморской, Колымской и других низменностях. Их рыхлый покров, по-видимому, удовлетворяет оптимальным условиям для образования мощных жил, так как обладает пластическим течением при фазовых превращениях воды в существующих в природной обстановке амплитудах температур.

Подвижность отложений при образовании в их недрах ледяных жил стимулируется сменой динамических импульсов, вызываемых температурной волной. Однако запаздывание прохождения максимума волны в осадочной толще относительно хода температур на дневной поверхности позволяет говорить о длительном и очень сложном действии сил напряжения, контролирующих скорости деформации и увеличивающих ползучесть минерального вещества. В этом процессе большой энергетический эффект имеет находящаяся в минеральном каркасе вместе со льдом поровая влага, а также энергия кристаллизации поступающей во вновь возникающие трещины воды. Ее дополнительные порции как бы нарушают энергетически стабилизирующуюся на определенный момент систему, которая снова стремится к равновесию за счет нового изменения количественного соотношения льда (роста жил) и вмещающего жилы минерального вещества (уменьшения вследствие миграции на поверхность).

Инъективные дислокации, диапиризм, валиковый рельеф – внешнее выражение сложных процессов, длящихся десятки тысяч лет (для образования ледяных жил с глубиной 40–50 м требуется, по расчетам, около 9–12 тыс. лет) и заканчивающихся образованием мощного ледяного массива, в котором заключены ядра минерального вещества со значительно измененной в ходе мерзлотной трансформации качественной характеристикой.

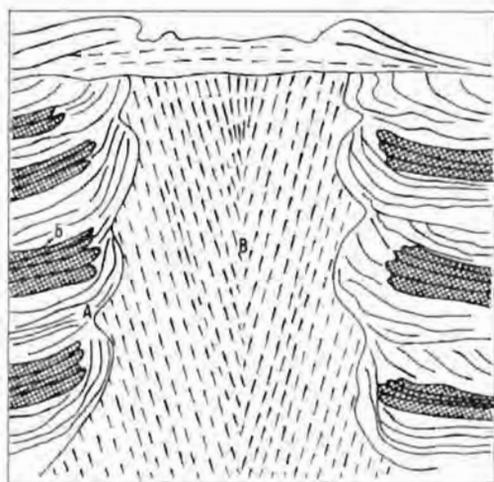


Рис. 7.9. Дислоцированные оторфованные суглинки на контакте с растущей ледяной жилой (по данным А. И. Попова): А – суглинок; Б – торф; В – лед

мированы главным образом вследствие разрастания ледяных жил в стороны» [с. 18]. Между тем на рисунке видны дислокации, возникшие в процессе ползучести облегающей ледяную жилу суглинки, и отражена некоторая инертность торфа, несомненно обладающего другими физическими параметрами (рис. 7.9). Всем этим и объясняется фестончатость контактов.

Еще более заметны анизотропные свойства гетерогенной осадочной толщи в зарисовке Т. Певе [Pévé, 1962]. Здесь тот же зубчатый контакт (рис. 7.10), свидетельствующий о неодинаковой податливости ила и заключенных в нем прослоек растительного материала. Интересно, что Л. Вейсман [1965, с. 71] приводит этот пример как доказательство роста сингенетической жилы. В действительности же он свидетельствует о типичном эпигенетическом льдообразовании в сложной по составу осадочной толще, в которой преобладающие дисперсные глинисто-илистые породы содержат некоторое количество поровой влаги, сосуществующей со льдом. Особенности среды обуславливают динамичность льдонасыщенных отложений, каждый компонент которых в силу принципа неустойчивости изменяет свои физико-механические свойства в зависимости от воздействующих на него внешних факторов. Не остается постоянной также энергетическая емкость как в целом всего массива, так и его отдельных элементов (воды, льда, минерального вещества и т. д.). Поэтому в сходных условиях часто наблюдается различный эффект одного и того же процесса. Например, в одних случаях резко проявлена дислокация слоистых отложений, в других – она отсутствует и т. д.

Многие исследователи к категории мерзлотно-диагенетических явлений относят также земляные клинья, видя в них «псевдоморфозы» грунта по жильным льдам. Действительно, часть этих образований генетически не связана с перигляциальными процессами и, как показал А. Г. Костяев [1966],

Авторы теории сингенетического образования ледяных жил с аллювием не придавали значения термодинамическим напряжениям и ползучести отложений. Но именно в термодинамических напряжениях и ползучести отложений кроется разгадка «таинственных» процессов образования ледяных жил! К сожалению, во многих случаях интерпретация явлений, сопровождающих этот процесс, производится вопреки наблюдаемым фактам. А. И. Попов [1965а], приводя зарисовку ледяной жилы и ее контакта со слоистой толщей горных пород, где видны смятые слои, призывает не верить тому, что изображено на рисунке. Он пишет: «Однако трудно согласиться и с тем, что осадочные слои деформированы главным образом вследствие разрастания ледяных жил в стороны»

имеет чисто диагенетическую природу. Тем не менее прямые наблюдения на различных равнинах, где в настоящее время происходит образование ледяных жил, не оставляют сомнений в их если не чисто мерзлотном, то во всяком случае мерзлотно-диагенетическом происхождении.

Рост жильного льда на равнинах сохраняется до тех пор, пока головка жилы не поднимается над деятельным слоем. В экстремальных условиях, когда возможности роста жилы исчерпаны, возникает разрыв деятельного слоя, что и приводит к вскрытию жилы. Появление (самовскрытие) ледяной жилы на поверхности ведет к формированию термокарстовой воронки, перерождающейся при отсутствии дренажа в озеро (рис. 7.11).

Термокарстовые озера часто возникают на взаимном пересечении ледяных жил и имеют крестообразную форму. Их образование вызывает массовый термокарст, сменяющий предшествующую стадию криодиагенеза (формирования ледяных жил в недрах осадочной толщи). Благодаря полигональной форме размещения жильных льдов берега большинства термокарстовых озер в начальной стадии имеют прямоугольные очертания. В этой форме молодых (зарождающихся) озер проявляется их генетическая связь с ледяными жилами. Ледяные жилы порождают озера, а озера ликвидируют их и тем самым подготавливают условия для повторного зарождения и развития жильных льдов.

Озерный термокарст играет важную роль в эволюции перигляциального литогенеза на северных равнинах, а нередко и в приледниковых областях других широт планеты. При его участии происходит сопровождающаяся формированием своеобразного рельефа дополнительная переработка пород до лёссовидного состояния. В подозерных массивах мерзлота деградирует и возникают таликовые зоны, имеет место осадка толщи горных пород. В отложениях разрушаются мерзлотные складчатые и клиновидные деформации, их следы исчезают, сохраняясь лишь в зоне, не захваченной термокарстовыми

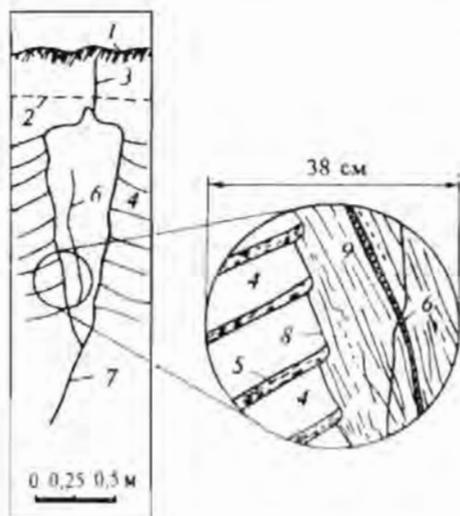


Рис. 7.10. Жила льда в гетерогенной осадочной толще (Аляска) [Вейман, 1965]: 1 – поверхность грунта; 2 – кровля мерзлоты; 3 – открытая морозобойная трещина, в нижней части заполненная льдом; 4 – органический ил; 5 – прослойка растительного материала; 6 – жилы белого льда; 7 – узкая (0,5 см) заполненная льдом трещина; 8 – боковой контакт ледяной жилы с вмещающим грунтом; 9 – полоски минеральной мути

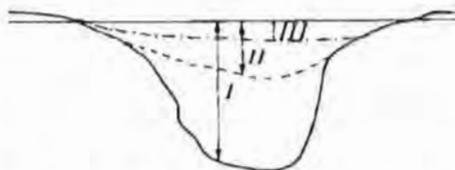


Рис. 7.11. Принципиальная схема образования термокарстовых озер: I – начальная стадия (термокарстовая воронка); II и III – стадии заполнения озера осадками

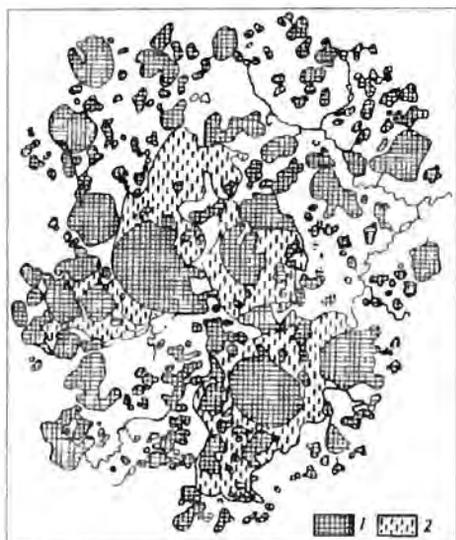


Рис. 7.12. Миграция озер в Яно-Индигирском междуречье: 1 – озера, 2 – днища мигрировавших озер

перехода от жильного льдообразования, достигшего критического состояния, к озерному термокарсту, развитие которого поддерживается изменяющимся радиационным балансом за счет поглощения тепла и его аккумуляции подошрным массивом горных пород.

Процесс теплообмена приводит к нарушению установившегося термодинамического равновесия и к развитию глубинного термокарста, а совместно с термообразионным воздействием воды – к термокарстовой миграции на поверхности низменностей озерных водоемов (рис. 7.12). Миграция сопровождается отмиранием озер и восстановлением термодинамического равновесия, соответствующего общему геотермическому уровню, характерному для субарктического пояса планеты. В связи с этим вновь появляется вечная мерзлота, возобновляется подземное льдообразование. Жильные льды формируются в новой зоне, несколько сместившейся вверх от уровня предшествующего цикла вследствие некоторого увеличения мощности отложений за счет озерных осадков и их значительного обогащения, в условиях широкого развития торфообразования, биогенным материалом.

Из приведенного рассмотрения очевидно, что перигляциальное породообразование на равнинах является многостадийным, длительным, сложным процессом, включающим подземное льдообразование и сменяющий его озерный термокарст. Только анализ полного цикла явлений с учетом фазовых превращений воды позволяет правильно объяснить всю цепь «таинственных» событий, наблюдаемых в верхних слоях литосферы Северного полушария, где так существенно сказывается влияние климатических флуктуаций на геотермические градиенты. К основным процессам перигляциального породообразования относятся следующие явления: формирование в слабо диагенезированной эпигенетической осадочной толще полигональной системы трещин;

процессами. Перигляциальное породообразование приобретает новые качественные черты, находящие отражение в типовых признаках осадков. Так, в стадию интенсивного термокарста идет накопление обводненных осадков. В связи со слабой литификацией в них развиваются диагенетические структурные формы, которые, хотя и формируются в отсутствие чисто мерзлотных явлений, также возникают, развиваются и отмирают в ходе общей эволюции перигляциального литогенеза и тесно с ним связаны.

Развитие озерной акватории вызвано, с одной стороны, плохим стоком поверхностных вод, с другой – особенностями теплового баланса и термообразионной деятельности озерных вод. Озера возникают вследствие смены стадий перигляциального литогенеза –

их заполнение водой, превращающейся в жильный лед; выжимание в ходе развития ледяных жил минерального вещества в валики и наращивание за счет этого общей поверхности, что разрешает рост жил до размеров, контролируемых массой выжатого грунта и термодинамическим уровнем процесса. В ходе перигляциального процесса происходит механическая и физико-химическая переработка отложений до лёссовидного состояния.

Встречающиеся в природе отклонения от предложенной модели перигляциального процесса не только не опровергают ее, но, напротив, подтверждают. В этом отношении весьма показательна книга Н. Н. Романовского [1977], отрицающего в процессе ведущее значение взаимодействия льдообразования с осадочными породами и термокарстовыми явлениями. Вопреки позиции автора, обосновываемой им ссылками на частные случаи, всесторонне освещенные в его книге детали процесса, как и каждый рассмотренный в ней факт, служат великолепной иллюстрацией и убедительным доказательством изложенной мною теории.

Перигляциальные процессы и формирование речной сети

Климатический аспект проблемы формирования речной сети, а следовательно, и аллювиальных толщ поставлен под сомнение Л. Кингом [1967]. Он утверждает, что «во всех географических и климатических областях встречаются все формы...» (рельефа. – *Н. Ш.*) [с. 12]. По его мнению, различные физико-географические условия «не нарушают основной гомологии рельефа», поэтому «фундаментальное сходство всех геоморфологических ландшафтов гораздо важнее различий между ними» [там же, с. 121]. Эти выводы Л. Кинг основывает на всюду действующем законе гравитации, которому подчиняются денудация и эрозия. Однако такой подход к многообразным и сложным процессам преобразования земной поверхности справедлив лишь в самом общем виде. Даже сам автор допускает два исключения – ледниковую и ветровую деятельность.

В мою задачу не входит детальное обсуждение идей Л. Кинга, которые в основном опираются на физические законы формирования склонов, адекватно отражающих темп и направленность колебательных движений любой структурной зоны планеты. Такое обсуждение отвлекло бы меня далеко в сторону. Тем не менее отмечу, что, поскольку рельеф является сложной производной взаимодействия эндогенных и экзогенных сил, чего Л. Кинг не отрицает, очевидно, что и рельефообразующие процессы, в том числе и флювиальные, неизбежно должны быть связаны с климатом. Справедливость такого положения прежде всего подтверждает объективный факт существования различных типов континентального породообразования с изменяющимися в зависимости от тектонических и физико-географических условий признаками. Убедительно свидетельствует в пользу этого положения и фациальный анализ аллювиальных отложений, возникших на различных стадиях развития речной сети перигляциальной зоны. Очевидные отклонения их особенностей от типовых признаков аллювия гумидных областей обязаны действующим в пределах речных долин агентам рельефообразования и литогенеза, очень чутко

реагирующим на все изменения физико-географической обстановки. Именно с ними связана фациальная и структурная изменчивость аллювиальных толщ.

Основные черты строения и накопления аллювия в речных долинах перигляциального пояса прежде всего определяются полигенностью за счет сцементированности крупных фракций глинисто-льдыстым веществом. Эта сопряженность всех факторов оказывает решающее влияние на динамику флювиального процесса, его зарождение и развитие. Его климатически обусловленная специфика проявляется уже в начальной стадии формирования сосредоточенных стоков, которые в рассматриваемой обстановке обычно связаны с деллями и солифлюкционными потоками. К ним приурочено образование элементарного аллювия, сопровождающееся диспергированием обломочного материала и гидратацией продуктов выветривания; даже на этой стадии глинистое вещество выполняет пространство между обломками крупной фракции. В случае, если делли, эфемерность которых определяется короткими периодами наибольших напряжений в деятельном слое, преобразуются в сосредоточенные стоки, формирующие первичные долины, в последних вместо эрозии происходит наращивание аллювия, причем последовательное образование слоев снизу вверх определяется интенсивным промерзанием в зимнее время и медленным оттаиванием летом. Следовательно, уже на ранних стадиях развития долины возникает ее мерзлотная агградация.

Процесс мерзлотной агградации сопровождается образованием двучленного слоя аллювия. В нижней части, на контакте с коренными породами, аллювий представлен грубонеоднородной щебнисто-галечниковой массой, сцементированной песчано-глинистым материалом. Смещение в этом слое чуждых, на первый взгляд, компонентов, где механическая дифференциация, казалось бы, должна быть совершенной, обусловлено сложными обменными мерзлотными процессами, с которыми связывается образование «долинного элювия» (Шило, 1953 г.). Динамика формирования этого слоя изучалась И. А. Тютюновым [1961], И. Я. Барановым [1962] и другими исследователями. Попытки объяснить причины сочетания разнородного материала в данном слое предпринимались также И. П. Карташовым [1958а, б], который отнес все его особенности к исключительному проявлению флювиальной деятельности. Это объяснение, как было показано нами [Шило, Шумилов, 1969], не раскрывает характер явлений, приводящих к образованию такого сложного по составу «аллювия».

Процессы, происходящие в граничном слое аллювия перигляциальных областей, могут быть противопоставлены механической дифференциации обломочного материала в реках гумидных зон. В рассматриваемых условиях на границе аллювия и коренных пород происходит не дифференциация горных пород по законам гидродинамики в турбулентном потоке, а механическая, физическая и химическая ассимиляция одного члена криогенной системы (коренные породы – элювий) другим (элювий–аллювий). Механизм процесса сводится к тому, что под действием импульсов периодического промерзания–протаивания, обуславливающих нестабильность даже уже сформировавшихся аллювиальных отложений, при условии достаточного увлажнения физико-механическая дезинтеграция коренных пород резко усиливается – образуется долинный элювий; в его каркас диффундируют оката-

ные материалы; развивается миграция тонкодисперсного илисто-глинистого вещества и т. д.

В поясе перигляциального литогенеза формирование отложений на равновесных участках речных долин нарушается их мерзлотной агградацией. Если в гумидных областях эта стадия формирования аллювия характеризуется сбалансированным обменом между материалом, поступающим в определенном количестве и удаляющимся вниз по течению потока, то в перигляциальных условиях мерзлотная агградация долин, нарушающая нормальный ход процесса, способствует накоплению аллювия повышенной мощности. Аллювий этого пояса обнаруживает и существенные качественные отличия, особенно в концентрации в тяжелой фракции минералов с пониженной гипергенной устойчивостью (например, пирит, арсенопирит и др.).

Как видно из изложенного, деятельность речной сети в перигляциальной зоне контролируется физико-географической обстановкой в значительно большей степени, чем это представляется многим исследователям.

Своеобразие деятельности речной сети в районах распространения вечной мерзлоты прежде всего обусловлено относительно коротким периодом проявления эрозионных процессов. В зимнее время деятельный слой здесь промерзает и поверхностное питание водотоков прекращается. На больших и средних реках сток поддерживается за счет подмерзлотных и межмерзлотных вод, которые выводятся по сквозным таликам, тектоническим трещинам и ослабленным зонам. В горных районах часть воды (вероятно, большая) поступает из слагающих долины аллювиальных толщ, делювиально-солифлюкционных шлейфов и (если это происходит в приледниковых зонах) ледниковых образований. При зимнем промерзании капиллярная влага переходит в гравитационную, а последняя мигрирует в русловой поток. Интенсивность этого процесса возрастает с понижением температур, с которыми в горных районах связывают образование гигантских наледей. Механизм их формирования рассмотрен П. Ф. Швецовым [1951] и другими исследователями. В связи с резким сокращением зимнего стока и его особенностями почти полностью прекращается и твердый сток; в большинстве рек с постоянно действующим русловым потоком он не превышает десятых долей процента к годовому. В этом состоит одно из многих различий в развитии речной сети и связанных с нею эрозионных процессов в перигляциальном и гумидном поясах.

На эрозию водотоков накладываются вечная мерзлота и криодиагенез. Они проявляются в дополнительном дроблении и дифференциации горных пород, в ярко выраженной агградации иногда даже больших речных долин, в которых накапливаются повышенной мощности отложения склонового фациального комплекса и создаются формы рельефа, присущие только перигляциальной зоне. В частности, за счет поступающего со склонов обломочного материала или его выноса из вновь формирующихся боковых притоков в долинах происходит аккумуляция отложений и их послеседиментационная мерзлотная цементация.

Конусы выносов впадающих в долину противоположных притоков нередко соединяются между собой на ее оси. При этом образуются ложные «морены» и в связи с ними озера отнюдь не старичного происхождения, которым ошибочно приписывается ледниковая природа. На днищах таких до-

лин формируется характерный холмисто-озерный ландшафт, видоизменяющийся и разрушающийся в случае нарушения установившегося соотношения флювиальной эрозии и аккумуляции. Холмисто-озерный рельеф в районах интенсивной вертикальной эрозии рек, протекающей в обстановке мерзлотной консолидации обломочного материала и агградации долин, действительно напоминает примыкающую к зандровым полям ледниково-флювиогляциальную поверхность. Поэтому подобным поверхностям нередко приписывают ледниковое происхождение.

В перигляциальном поясе иногда возникают селевые потоки, транспортирующие валунный и крупноглыбовый материал. Разнофракционный состав таких отложений, отсутствие в них слоистости и некоторые другие особенности служат основанием для ошибочного отождествления их с моренными образованиями. В сущности еще сравнительно недавно все районы широкого развития селей (Кавказ, Тянь-Шань, Забайкалье, цепи Черского, Камчатка, Скалистые горы и др.) относили к древнеледниковым провинциям.

В рассматриваемых условиях и транспортировка обломочного материала речными потоками имеет свои особенности. Они обусловлены прежде всего процессом донного льдообразования, в результате которого часть грубообломочных отложений и даже крупных валунов переносится в зону формирования пойменных фаций. Кроме того, в таких районах реки вскрываются при положительных дневных температурах, когда интенсивно развиваются делювиально-солифлюкционные процессы, способствующие образованию на поверхности льда шлейфов и конусов выноса обломочного материала, включающего крупные глыбы и валуны. Эти отложения удаляются в нижние течения транзитных рек, где впоследствии оказываются среди пойменных фаций в виде «эратических» валунов.

На равнинах эрозия рек сводится к переработке аллювиальной поверхности и созданной на ней мерзлотной скульптуры. Водные потоки в таких районах разрушают полигонально-валиковый рельеф, бугры пучения, гидролакколиты, ликвидируют термокарстовые озера.

Таковы главные особенности эрозионных процессов и формирования речной сети в перигляциальной области. Они настолько своеобразны, что их нельзя рассматривать в связи с гумидным литогенезом экваториальных и средних широт планеты.

Резюмируя рассмотрение перигляциальных процессов, необходимо подчеркнуть несколько аспектов.

Перигляциальное породообразование развивается в таких термодинамических условиях, в которых за счет ограниченности метеорных осадков неопределенно долго существует дефицит влаги. Это препятствует формированию постоянного снежного (ледового) покрова, несмотря на господствующие отрицательные среднегодовые температуры. Поэтому влагообменные и физико-химические процессы переносятся в недра литосферы, подвергающейся промерзанию на глубину, лимитированную термическим режимом и всем комплексом ландшафтообразующих факторов.

В вечномерзлом массиве горных пород направленное подъемное льдообразование возникает как за счет влаги, периодически в летнее время поступающей с поверхности по образовавшимся зимой трещинам, так и за счет

притока влаги из подмерзлотных глубинных слоев, которые благодаря этому осушаются. Его процессы подвержены влиянию внешних факторов и находятся с ними в динамическом равновесии. Подземное льдообразование происходит при постоянном присутствии двух фаз воды – жидкой и твердой и ее переходах из одного состояния в другое. Фазовые превращения воды сопровождаются сублимацией. Они охватывают всю мерзлую толщу, благодаря чему активизируются физико-химические и обменные явления, часто протекающие при повышенном газовом режиме на атомарном уровне.

Перигляциальные процессы охватывают водораздельные пространства, склоны, равнины, а также речную сеть и видоизменяют континентальное породообразование в таком направлении, что оно приобретает типовые признаки, резко отличающие его от породообразования в гумидных и ледовых зонах. Эти процессы развиваются при взаимодействии криосферы с литосферой. Адвекция и тепломассообмен искажают их геометрически правильное широтное положение. Пространственные закономерности развития перигляциальных процессов осложняются постоянно изменяющейся тектоно-геоморфологической обстановкой, особенностями распределения суши, внутриконтинентальных водоемов и морских бассейнов.

Возникновение, развитие и отмирание процессов перигляциального литогенеза на нашей планете, а также его характерные признаки находят отражение в специфических чертах россыпей, сформировавшихся в перигляциальном поясе.

7.3. Гумидный литогенез

Н. М. Страхов [1962, т. 1, с. 5] своим утверждением о том, что «представления о литогенезе вообще у литологов являются, по существу, представлениями о гумидном его типе, так сказать списаны с него», проблему его исследования считает как бы завершенной. Однако изложенный в настоящей работе материал о выделенном мною перигляциальном породообразовании по-новому ставит вопрос о сущности гумидного литогенеза. Этот вклад «учения о россыпях» в литологию нельзя недооценивать, так как это вклад не только в «Учение о полезных ископаемых», но и в «Литологию», а также в другие разделы геологической науки, что неизбежно приведет к пересмотру некоторых положений, вошедших в противоречие с новыми достижениями в естествознании.

Н. М. Страхов считает главными климатическими условиями гумидного породообразования преобладание метеорных осадков над испарением и температуры, разрешающие существование воды в жидкой фазе по крайней мере в течение теплой части года. «Тропический, субтропический, умеренный и холодный влажные климаты являются разновидностями гумидного климатического режима вообще; каждый из этих частных климатов придает гумидному литогенезу некоторые своеобразные черты при сохранении их повсеместно ясно выраженных общих типовых признаков» [там же].

Такой подход к оценке гумидного литогенеза учитывает в основном выделенные еще А. Пенком [Penck, 1910] три климатические области: гумид-

ную, нивальную и аридную. В качестве ведущего признака этого районирования, строго говоря далеко не точно отвечающего естественной физико-географической зональности, принят приходно-расходный показатель влаги, а физико-химической сущности породообразующих процессов отведена второстепенная роль. Но ведь именно физико-химическим условиям обязан континентальный литогенез своими качественными особенностями, теми устойчиво повторяющимися типовыми признаками, которые формируются только во влажном тропическом и субтропическом, а также умеренном климате. Именно энергичной механической и химической денудацией, напряженной флювиальной рельефообразующей деятельностью, чрезвычайно активными, глубоко проникающими в земную кору тепломассообменными процессами, т. е. явлениями, характерными для гумидного климатического пояса, объясняется интенсивность россыпеобразования, в ходе которого возникают месторождения широкого спектра полезных ископаемых, выдвигающих этот пояс на первое место по степени их разнообразия.

География гумидного литогенеза

Выше было отмечено, что выделяемые в структуре континентального литогенеза гляциальный и перигляциальный типы получают специфические особенности при термодинамических уровнях, разрешающих существование воды в различных состояниях. В одном случае (гляциальный литогенез) ее роль определяется преобладанием твердых осадков над их расходом, в другом (перигляциальный литогенез) – при их дефиците, но участвующая в денудации вода находится по меньшей мере в двух фазах: твердой и жидкой. Не рассматривая пока характер подстилающей поверхности, т. е. морфологические особенности суши, оказывающей влияние на адвективный обмен тепла и влаги, можно в этом аспекте наметить физико-географические границы и гумидного литогенеза. Площади его развития, естественно, сокращаются по сравнению с их величиной по схемам других авторов, относящих перигляциальный пояс к гумидному.

Гумидный литогенез развивается при положительных среднегодовых температурах и достаточно большом количестве метеорных осадков в жидкой фазе, литогенетическая роль льда здесь практически исключается. Проявление породообразующих процессов в таких условиях, вероятно, должно ограничиваться изотермой, проведенной через точки пересечения двух кривых: среднеширотного распределения температур, наблюдаемых в адвективных тепловых потоках, и фоновой. В ее пределах формируются тропический, субтропический и умеренный влажные климаты, а в процессах выветривания принимает участие вода в жидкой фазе, причем ее реакционное воздействие на горные породы осуществляется фактически при отсутствии фазовых переходов. Понятно, что в такой обстановке как механическая, так и химическая денудация сопровождаются активной эрозионной деятельностью водотоков, стимулирующих интенсивный массообмен, т. е. перераспределение минерального вещества в самых различных морфоструктурных условиях. Во взаимодействии в этом поясе газовой, жидкой и твердой оболочек Земли особен-

но ярко проявляются процессы, усиливающие контрастность между кислотным геохимическим потенциалом суши и щелочным – Мирового океана. Для гумидного породообразования характерны все стадии: элювиальная, делювиальная, аллювиальная и литоральная. Его отличает тесное взаимодействие механического и химического выветривания, а также резко выраженная дифференциация минерального вещества.

В различных частях гумидного пояса как механическая, так и химическая денудация протекают неодинаково. В каждой из климатических зон в приэкваториальной части, где удерживаются максимальные среднегодовые температуры (25–28°C) и выпадает наибольшее количество осадков (зона тропического влажного климата), и в некотором удалении от экватора, где несколько меньше среднегодовая температура и количество дождевых осадков в году (зона субтропического влажного климата), и в более высоких широтах, с умеренной среднегодовой и отрицательными зимними температурами, а также сравнительно меньшим количеством осадков (зона умеренного влажного климата), – выветривание и денудация характеризуются специфическими реакционными процессами.

Гипергенные процессы гумидного пояса

Какие бы многообразные формы ни принимали процессы гумидного литогенеза, в конечном счете они сводятся к мобилизации минерального вещества (элювиальная стадия), его транспортировке (делювиальная и аллювиальная стадии) и поступлению в волноприбойную зону (литоральная стадия). Рассматриваемое в работах Н. М. Страхова поступление части материала в конечные водоемы стока, где он окончательно осаждается (в той мере, в какой это вообще «разрешается» физико-химическими и гидробиологическими особенностями бассейнов), выходит за пределы собственно континентального породообразования. Связь процессов субмаринного осадконакопления с россыпеобразованием выражена лишь в той степени, в какой привнесенное в морской бассейн минеральное вещество включало рудные компоненты, подвергшиеся сегрегации в ходе развития гипергенеза на континенте.

Гипергенные процессы гумидного пояса характеризуются двумя тесно взаимодействующими составляющими: физическим и химическим выветриванием. Эти процессы достаточно полно освещены в литературе и, по видимому, не требуют такого детального описания, как это сделано мною для перигляциального литогенеза. Однако на некоторых их особенностях необходимо остановиться.

Физическое выветривание. В основе физического выветривания в гумидном поясе лежат суточные и сезонные колебания температур, т. е. теплообменные процессы в горных породах, представляющих собой агрегаты минералов, неодинаково реагирующих на изменения температуры из-за отличающихся друг от друга и к тому же имеющих векторное распределение линейных и объемных коэффициентов теплового расширения. Это и приводит к распаду пород. Он начинается с образования трещиноватости (рис. 7.13), которую можно рассматривать как начальную стадию приспособления пород в



Рис. 7.13. Трещиноватость обнажающихся глинистых сланцев (о-в Сахалин; фото автора)

зоне гипергенеза к новым термодинамическим условиям. Трещины зарождаются и развиваются под влиянием роста в приповерхностных условиях динамических напряжений в породах, образовавшихся в глубоких слоях земной коры при иных энергетических условиях. Микротрещиноватость, вызывая резкое увеличение удельной поверхности вещества, обуславливает появление качественно новых физических свойств горных пород, что при прочих равных условиях ведет к активизации химических процессов, главным компонентом которых является вода в жидкой фазе. Очевидно, что ее воздействие на породы с увеличением их дисперсности возрастает.

Характер всех этих процессов последовательно и прежде всего качественно изменяется по меридиональному профилю от приэкваториальной зоны тропического влажного климата к зоне умеренного влажного климата, что позволяет разделить гумидный пояс континентального литогенеза на три зоны с влажным климатом: тропическую, субтропическую и умеренную.

В приэкваториальной тропической зоне, несмотря на максимально высокие среднегодовые температуры, интенсивность физического выветривания не достигает максимального уровня. Поскольку колебания температур, как суточных, так и сезонных, в тропиках незначительны, не превышают нескольких градусов ($2-3^{\circ}\text{C}$), то термодинамические напряжения в горных породах в течение всех сезонов года характеризуются здесь более или менее одинаковыми показателями. В связи с этим эффект теплового воздействия на физическое разрушение горных пород выражен незначительно. Коренные

выходы пород в этой зоне гумидного климата часто лишены рыхлого чехла, с або проявляются здесь также обвальные и осыпные процессы, хотя оползни характерны. Эрозионная деятельность водотоков нередко сопровождается выработкой каньонов и ущелий с устойчивыми, несмотря на обилие осадков, бортами.

В субтропической зоне вследствие заметных сезонных и суточных колебаний температур физическое выветривание активизируется, что положительно сказывается на всех других процессах денудации, хотя они приобретают иные качественные особенности, чем в тропической зоне.

Принято думать, что в более высоких широтах гумидного пояса вслед за сокращением теплообменных процессов, обусловленным снижением среднегодовых температур, физическое выветривание затухает. В действительности это не так. Объяснение этого, казалось бы парадоксального, явления кроется в том, что здесь суточные и, тем более, сезонные амплитуды температур достигают значительных величин, а так как при нагревании все твердые тела изменяют свой объем пропорционально степени приращения температуры, то это приводит к усилению динамических напряжений в горных породах. Знакопеременность также способствует активному развитию трещин. Все это резко увеличивает дисперсность выветривающихся пород. Здесь особенно ярко выражена десквамация (рис. 7.14), которая по интенсивности может быть сравнима с аналогичным процессом перигляциального пояса, где колебания температур максимальны и нередко достигают нескольких десятков и даже сотен градусов по Цельсию.

В зоне с умеренным влажным климатом в течение какой-то части года вода замерзает и, следовательно, ее фазовые переходы в трещинах вносят дополнительный пай энергии в физическое выветривание. Поэтому в районах с таким климатом максимальное количество энергии, поступающей на земную поверхность в виде непосредственной солнечной радиации или с адвективными потоками, расходуется на работу, направленную на изменение агрегатного состояния горных пород, т. е. на физическое выветривание. Оно сопровождается интенсивным формированием слоя обломочного материала, развитием на склонах осыпных и обвальных явлений, оползней, что часто способствует возникновению селей в горных поясах на границе сопряжения умеренно влажных (или даже полуаридных и субтропических) и нивальных климатических условий. Но сели заслуживают особого внимания и будут рассмотрены отдельно. Коренные породы в зоне умеренного влажного климата всегда прикрыты более или менее мощным чехлом рыхлых отложений. На плоских водораздельных пространствах это элювий, на склонах — делювий, непосредственно переходящий в аллювий. В районах с большой энергией рельефа элювиальный и делювиально-аллювиальный материал отличается разнофракционностью: присутствуют валуны, глыбы и галька, нередко цементированные песчано-глинистым материалом. На равнинах разнородность отложений резко сокращается.

В связи с тем что в литературе процесс физического выветривания горных пород различных климатических зон гумидного пояса часто характеризуется как затухающий в направлении от экватора (тропический влажный климат) к средним широтам с умеренным влажным климатом, дается искажен-



Рис. 7.14. Образование «валунов» под влиянием десикации (фото автора)

ная картина и интенсивности химического выветривания, которое находится в непосредственной зависимости от физической денудации. Представляется более правильным говорить не о затухании химического выветривания в меридиональном разрезе в направлении от зоны тропического влажного климата, а об изменении его качественных особенностей и скорости денудации.

Химическое выветривание. В основе россыпеобразующих процессов в самой начальной, элювиальной, стадии их развития лежат вскрытие устойчивых в гипергенных условиях рудных минералов, дифференциация минерального вещества и концентрация полезных компонентов. В связи с этим большое значение имеет профиль химической денудации, формирующей кору выветривания, так как именно в ее составе в качестве остаточных продуктов накапливаются россыпеобразующие минералы.

В гумидном поясе, особенно в тех его зонах, где литогенез развивается под влиянием тропического и субтропического влажных климатов, гипергенез, как известно, протекает при наиболее активном водообмене (энергомассообмене) между литосферой и атмосферой. Поэтому по меридиональному профилю характер химического выветривания изменяется в значительно большей степени, чем физическое разрушение горных пород. С рассматриваемых позиций имеет важное значение химическое выветривание на площадях, сложенных горными породами, в составе которых алюмосиликатный компонент играет основную роль, а также в пределах рудных полей, где значение, в частности, сульфидной минерализации в формировании коры часто является определяющим, ибо окислительно-восстановительные процессы в присутствии сульфидов оказывают решающее влияние на место и полноту вскрытия рудных минералов, что играет главную роль в образовании тех или иных генетических типов россыпей различных полезных ископаемых.

Проблема выветривания горных пород, в ходе которого накапливается рудное вещество, в гумидном поясе сводится, как следует из предшествующего изложения, к вопросу о подвижности кремнезема и изменяющихся от экватора к высоким широтам климатических условий. Изучение гипергенеза [Полынов, 1956; Педро, 1971; и др.] показало, что подвижность кремнекислоты проявляется и изменяется в соответствии с климатической зональностью, от которой зависит суммы выпадающих на земную поверхность осадков, концентрации растворенных в них газов, температуры среды, т. е. от факторов, так или иначе определяющих окислительно-восстановительные условия процесса.

В направлении от экватора к средним широтам физическое разрушение горных пород, как было показано выше, не только не затухает, но, напротив, в районах умеренного влажного климата даже возрастает. Примерно аналогичной закономерности подчиняется и изменение содержания в дождевых водах кислорода и углекислоты, относящихся к сильным окислителям: с понижением среднегодовых температур их количество в метеорных осадках увеличивается.

В тропиках и субтропиках с влажным климатом количество растворенных в воде газов минимально, и, воздействуя в этих зонах на горные породы, вода формирует щелочные условия ($pH > 7$). Так, показательно, что в зоне, в которой выпадает максимальное количество влаги, наименее подвижными элементами являются алюминий, железо и титан, начинающие участвовать в миграционных процессах только при низких значениях pH . Между тем принято считать, что «интенсивный отпад органической массы в тропических лесах» [Страхов, 1962, т. I, с. 7], достигающий 100–200 г/га, продуцирует огромное количество гуминовых кислот и CO_2 , которые повышают кислотность среды выветривания. Представляется, что в подобных выводах не учтено активное промывание почвенного слоя обильными осадками, препятствующими разложению органики. Благодаря обильному орошению при постоянной высокой среднегодовой температуре развивается гидролиз, сопровождающийся высокой скоростью удаления кремнезема из горных пород, сравнимой со скоростью миграции из них оснований или даже опережающей ее. В идеальном случае, т. е. при интенсивном влагообмене в щелочной среде и при максимально высокой температуре, в субтропическом и тропическом влажных климатах формируется латеритная кора выветривания. С моей точки зрения, ее следует называть оксидной [Шило, 1967], так как ведущими продуктами в ее составе являются оксиды и гидроксиды алюминия (гиббсит, бемит и др.), железа (гетит, гематит и др.), титана и т. д.

При снижении температуры внешней среды и некотором уменьшении количества осадков, что обычно наблюдается в тех зонах гумидного пояса, где климатическая обстановка несколько сдвигается в сторону умеренного влажного климата, геохимическая подвижность кремнезема изменяется, его вынос сокращается. В таких условиях щелочность почвообразовательных процессов понижается и выветривание в горных породах начинает протекать уже не с дефицитом в элювии кремнезема (что характерно при формировании оксидной коры), а с некоторым его избытком. Поэтому здесь выветривание сопровождается образованием глинистых минералов, среди которых пер-

вое место принадлежит каолиниту – формируется каолиновая кора. Сущность происходящих в этих условиях изменений горных пород можно проиллюстрировать на примере альбита, анортита и калиевого полевого шпата, обычно входящих в группу основных компонентов большинства горных пород, содержащих кроме свободного кварца главную массу связанного кремния, а также алюминий и основания. При интенсивном воздействии на эти минералы дождевой влаги, менее насыщенной кислородом и углекислотой, и при меньших температурах, чем в условиях образования латеритов, т. е. оксидной коры, разложение альбита и анортита сопровождается выносом в растворах $\text{Si}(\text{OH})_4$, NaOH и $\text{Ca}(\text{OH})_2$ с одновременным обогащением элювия новообразованным каолинитом; в аналогичной форме ($\text{Si}(\text{OH})_4$) кремнезем уходит и при разложении калиевого полевого шпата, из которого вместе с кремнеземом удаляется KOH , а остаточные продукты выветривания обогащаются вновь образованными пиррофиллитом, частично иллитом и другими слоистыми силикатами.

Таким образом, и латеритное (оксидное), и каолиновое выветривание протекают при интенсивном выносе кремнезема и оснований. Однако латеритизация развивается при более высокой щелочности, поэтому кремнезем полностью удаляется из элювиального слоя, тогда как каолинизация возможна лишь когда какая-то часть кремнезема удерживается благодаря понижению щелочности среды выветривания вследствие менее интенсивного орошения и меньших температур; остающийся кремнезем идет на постройку слоистых силикатов. В обоих типах кор выветривания накапливаются алюминий, железо и титан в силу их ничтожно малой подвижности в этих средах. Но форма, в которой эти элементы сохраняются в латеритной (оксидной) и в каолиновой корах, различна. При стабильности кислотно-щелочного режима, который может быть нарушен только при вовлечении в гипергенез горных пород, содержащих минералы с сильными окислителями (сульфиды и др.), а не в результате так называемой стадийности денудации, как это представляется Н. М. Страхову, зональный процесс латеритизации и каолинизации сохраняется. Разумеется, как в латеритной, так и в каолиновой корах накапливается весь комплекс гипергенно устойчивых рудных минералов, которые обладают соответствующими значениями $K_{гг}$. В наиболее удаленной от экватора гумидной зоне, в которой господствует уже умеренный влажный климат с пониженными среднегодовыми температурами и меньшим количеством осадков, процесс десилицификации горных пород протекает более вяло и не до конца, в элювии остается достаточно большое количество кремнезема. Это, правда, можно еще отнести за счет повышения кислотности среды выветривания, формирующейся под воздействием обогащенной атмосферным кислородом и углекислотой воды. Неудаленный кремнезем участвует в образовании глинистых минералов (иллит, монтмориллонит, гидрослюда и др.). В их решетках удерживается и некоторое количество щелочей, в связи с чем формируется глинистая кора выветривания. Несмотря на такой ход десилицификации коренных пород (в целом изменяющий качественные особенности химической денудации), в зоне умеренного влажного климата она не затухает. Это обусловлено весьма развитой в высоких широтах удельной поверхностью минерального вещества, частично определяющейся фазовыми

переходами воды в связи со знакопеременными как годовыми, так нередко и суточными температурами.

Еще дальше от экватора в сторону к перигляциальному поясу кислотность среды выветривания состоящих из алюмосиликатного компонента горных пород возрастает – наряду с основаниями происходит миграция алюминия, железа и титана. В этих условиях кремнезем лишь частично связывается в новообразованных минералах, его основная масса начинает накапливаться в свободной форме в подпочвенном слое – образуются подзолы.

Таким образом, характерной чертой развития гумидного литогенеза являются изменения темпа десилицификации горных пород от зоны тропического к зоне умеренного влажного климата. Максимальные скорости миграции кремнезема наблюдаются в тропиках, где гипергенные процессы сопровождаются накоплением в остаточных продуктах выветривания окислов алюминия, железа и титана вместе с рудными минералами, обладающими высокими значениями $K_{Г}$. В субтропиках этот процесс замедляется и видоизменяется. При переходе к высоким широтам подвижность кремнезема падает, но усиливается миграция железа, алюминия и титана. Коры выветривания в зоне умеренного влажного климата характеризуются менее глубокой химической переработкой алюмосиликатного компонента горных пород. Здесь валовый состав гипергенных продуктов более сложный, существенно глинистый, включающий значительное количество тонкой фракции обломочного материала, в котором содержится некоторое количество рудного вещества в виде россыпеобразующих минералов.

Суммарный эффект этого сложного, зонально изменяющегося процесса несомненно подчиняется известному положению Ле Шателье. В связи со снижением температур в меридиональном разрезе гумидной зоны в направлении от экватора к высоким широтам десилицификация горных пород уменьшается. В самом общем виде это отвечает второму закону термодинамики и общему принципу подвижности равновесия.

Нет нужды детально уточнять, что этот процесс часто осложняется характером слагающих рудные поля горных пород, в которых количество SiO_2 может колебаться от 80% и более в гранитах до 30–50% и менее в нозеановых базальтах, а Al_2O_3 – от 30% и более в нефелиновых сиенитах и анортозитах до 2–3% и менее в шонкинитах и базальтах. Широкие вариации распределения кремния и алюминия имеют место и в осадочных породах: от 90% SiO_2 в песчаниках до долей процента в известняках, от 30% и более Al_2O_3 в глинистых сланцах до нескольких процентов в песчаниках и долей процентов в известняках. Существенное влияние на процесс оказывает также положение, которое занимают рудные провинции по отношению к океанам или морским водоемам. Очевидна и роль рельефа материков, воздействующего на аллювтивные потоки и климатическую обстановку, а также ряда других факторов.

Сели – форма проявления денудационных процессов

Сели можно отнести к специфическим проявлениям денудационных процессов именно гумидного пояса, ибо в леснических и перигляциальных

областях они если и встречаются, то крайне редко, а в аридных вообще не могут развиваться. Формируются сели в районах с особыми климатическими условиями, характеризующимися сменой засушливых (или просто сухих) периодов с недостаточным для развития мощного растительного покрова (особенно древесной растительности) количеством осадков, крайне короткими периодами мощных ливневых дождей. Краткопериодические обильные осадки в виде ливней насыщают рыхлый покров водой, но она не успевает проникнуть в подпочвенные горизонты горных пород – их подвижность увеличивается. Подобный режим особенно характерен для районов сопряжения зон умеренного влажного климата с ледовыми или полуаридными и аридными. Таким образом, в основе развития селевых процессов лежит контрастность климатических явлений, в которых ведущая роль принадлежит воде.

Однако было бы неправильно представлять селевые процессы как только климатически обусловленные. Очевидной закономерностью их развития является и преимущественная приуроченность к горным поясам, причем наиболее благоприятные условия для их формирования создаются при контрастном рельефе, возникающем под влиянием активных неотектонических движений. В таких районах амплитуда поднятий, достигавших наибольшей активности в конце миоцена и плиоцене, измеряется, как отмечено в книге «Сели в СССР и меры борьбы с ними» [1964, с. 7–8], тысячами метров (до 15 000–18 000 м в хребтах и впадинах Тянь-Шаня и Кавказа, 9 000–10 000 м – в Саяно-Байкальской горной области). Именно эти интенсивные движения служат причиной мощных селевых явлений Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Каратау, Чаткальского, Алтайского и Туркестанского хребтов, Копет-Дага, Кавказа, отчасти Крыма и т. д.

Вертикальные движения, нередко сопровождаясь землетрясениями, по видимому, и являются одной из причин возникающего в определенной климатической зоне нарушения равновесия между морфоструктурами и физико-географической обстановкой. Это нарушение приводит к катастрофическим явлениям (селям), восстанавливающим равновесие. Из этого следует, что процессы неотектонического развития поверхности суши определенных районов протекают значительно интенсивнее и быстрее, чем климатические, т. е. в данном случае геологические явления как бы опережают в своем развитии физико-географические, заставляя их подчиняться своему воздействию.

На тектоническое развитие поверхности суши, где формируются горные хребты, межгорные впадины и прогибы и т. д., чутко реагирует денудация. В обломочном материале, выполняющем впадины и прогибы, как бы закодирован характер рельефообразующих процессов. Поэтому для выяснения динамики тектоно-геоморфологического процесса важна правильная интерпретация геологических разрезов аккумулятивных структур горных поясов. Между тем, поскольку селевый материал древних (особенно четвертичных) отложений почти всегда необоснованно относят к ледниковым образованиям, характер денудации и ее принадлежность к тому или иному поясу литогенеза очень часто истолковывается неправильно, а это не позволяет реконструировать обстановку континентального породообразования и, следовательно, условий формирования россыпей. Существующие представления о селях основываются только на наиболее грандиозных, так сказать уникальных, масшта-

бах их проявления. Отложения же повседневно развивающихся «фоновых» селей, являющихся неотъемлемой чертой аллювиального процесса в высоких горах, до сих пор чаще всего считают ледниковыми. Наглядным примером могут служить долины рек Баксан и Алмаатинка, в которые фактически при каждом ливневом дожде поступает селевая масса. Еще более интересны в этом плане районы рек и ручьев Малого Кавказа и др.

Сели – чрезвычайно характерная форма денудационных процессов гумидного пояса, они распространены значительно шире, чем это кажется многим.

7.4. Аридный литогенез

Зона аридного литогенеза – это область развития пустынь. Пустыни возникают не только в засушливых приэкваториальных районах, но и в более высоких широтах, вплоть до субполярных. Их появление объясняется особенностями адвекции влагонесущих потоков, по тем или иным причинам не достигающих отдельных территорий Земли (например, замкнутых, окруженных горными хребтами котловин), где в результате этого выпадает минимально возможное количество осадков. В этих районах вода как активный агент химической и механической денудаций практически исключается и гипергенез приобретает своеобразные черты, определяющиеся прямым воздействием на горные породы солнечного тепла, а сегрегация материала и обменные процессы осуществляются воздушными потоками. Разумеется, как бы полно при этом ни вскрывались россыпеобразующие минералы из выведенных на поверхность коренных источников, в остающихся отложениях соотношение между рудными и петрогенными элементами не меняется, поэтому концентрация рудного вещества – сравнительно редкое явление в аридных зонах. Тем не менее в общем цикле литогенетических процессов аридный пояс играет весьма важную роль. Даже в плане анализируемых проблем особенности формирования его отложений представляют большой интерес.

География аридного литогенеза

Среди множества районов планеты, где развивается аридный литогенез, резко выделяются Африка, Центральная и Средняя Азия, Австралия и частично Северная Америка. На Африканском континенте – это величайшая пустыня мира Сахара. Она простирается с запада на восток, от Атлантического океана до Красного моря на 6 тыс. км, в меридиональном направлении – почти на 2 тыс. км; ее площадь превосходит территорию Европы. В Центральной Азии ей лишь немного уступает по размерам замкнутая со всех сторон обширная пустыня (Такла-Макан, Ордос, Бэйшань, Алашань), протягивающаяся с запада на восток более чем на 4 тыс. км, с севера на юг – на 1,5 тыс. км. Пустынные пространства Центральной Азии заключены между истоками Ганга, Инда, Черного Иртыша, Янцзы и Хуанхэ. В Средней Азии гигантская бессточная впадина, днище которой находится на 200–300 м

ниже уровня Мирового океана, простирается с востока на запад более чем на 1 тыс. км, а с севера на юг – на 700–800 км; в ее пределах находятся известные пустыни Каракумы и Кызылкум. А в Австралии пустыней занято значительное пространство внутренних территорий материка, в какой-то мере закрытых от моря обрамляющими побережье континента невысокими горами. В Соединенных Штатах Америки к подобным аридным областям следует отнести пустыни Невады и штата Нью-Мексико, а также другие менее значительные площади.

Во многих других местах различных континентов мира, в частности на западе Азии (Аравийский полуостров), в прибрежной части Бенгальского залива, в западных районах Канады, находятся пустыни меньшего размера. Особый интерес представляют небольшие площади развития аридных процессов в верхнем течении р. Виллой (Якутия). Здесь среди тундровых пространств резко выделяется территория, занятая песчаными барханами, формирующимися в настоящее время. Это полярные пустыни. Аналогичная пустыня сформировалась в Чарской котловине (район БАМа).

Кроме названных типичных пустынь в различных частях света существуют и полупустыни (Голодная степь Средней Азии, Калахари на юге Африки, Невадийские степи в Северной Америке и др.). Они отличаются менее жестким аридным режимом: в их пределах выпадает некоторое количество осадков, благодаря чему на поверхности появляется флора, представленная различными эфемерами, кактусами и др., и обитает фауна; какое-то участие в гипергенных процессах принимает вода, хотя ее геологическая роль ограничена.

Таким образом, площади распространения аридных процессов на нашей планете довольно обширны, и, естественно, эти процессы играют существенную роль в континентальном породообразовании. В географическом распределении по широте они не строго зональны, в некоторых случаях как бы вкраплены в другие типы литогенеза. В целом их формирование подчиняется закономерности распределения климатических поясов.

Общая характеристика аридных процессов

К главнейшим факторам развития аридных процессов относится формирующийся за счет испарения и сублимации расход влаги, во много раз превышающий количество выпадающих в виде снега или дождя метеорных осадков, а также активная ветровая деятельность. Взаимодействие этих двух явлений приводит к аридизации огромных пространств, где господствуют физическое выветривание и эоловый процесс.

О количестве выпадаемых в пустынях осадков можно судить, например, по тому, что во внутренних районах Сахары иногда в течение десяти–пятнадцати лет вообще не бывает дождей, тогда как температура держится в пределах 30–50°C и практически в течение всего года не опускается ниже нуля. В других пустынях выпадают дожди или в зимнее время снег, но и здесь объем влаги, участвующей в испарении и сублимации, как правило, резко преобладает над количеством осадков, к тому же почти мгновенно испаряющихся

или удаляющихся благодаря сильной ветровой деятельности. Поэтому выпадающие осадки не играют никакой геологической роли. При подобном режиме формируется полярная пустыня в Якутии и некоторые другие.

Физическое выветривание горных пород в таких районах является не только ведущим, но и единственным процессом преобразования пород. Диспергирование минерального вещества происходит в результате прямого теплового воздействия солнца на земную поверхность, иногда прогревающуюся на глубину нескольких метров, и под влиянием резких колебаний температур, что особенно характерно для полярных пустынь и пустынь, расположенных на высоко приподнятых над уровнем моря плато (например, Памир). В пустынях горные породы, сложенные минералами с неодинаковыми физическими свойствами, быстро распадаются на составные части; вследствие векторного распределения в них некоторых физических показателей (коэффициент линейного и объемного расширения, теплопроводность и др.) сами минералы подвергаются дроблению, растрескиванию, сопровождающемуся образованием тонкого материала или пыли; дополнительная физическая обработка эоловыми процессами и непрерывное удаление мельчайшей фракции завершают этот процесс.

Таким образом, если в основе диспергирования минерального вещества, принимающего участие в литогенетических процессах перигляциального и гумидного поясов, лежит сложный комплекс факторов: температурное расширение частиц горных пород, фазовые переходы воды, воздействие ее адсорбированного слоя на поверхность раздела минералов (особенно характерное для гумидного пояса), то аналогичные процессы в аридном поясе происходят лишь под влиянием сил, возникающих в результате температурного расширения слагающих горные породы минералов. Диспергирование в аридном поясе можно сравнить с протекающим за счет суточных колебаний температур распадом горных пород на Луне, приводящим к образованию на ее поверхности базальтовой пыли (риголита). В пустынях наиболее быстрому разрушению подвергаются сложные по минеральному составу породы, такие как граниты и песчаники. Однородные горные породы диспергируются медленнее. Однородные более стойкие минералы, такие как кварц, постепенно накапливаются, полевые шпаты и слюды, пироксены и амфиболы легко распадаются до мельчайших частиц (менее 0,1 мм), иногда в форме чешуй, которые затем удаляются ветром. В определенных условиях гипс и другие сульфаты, а также галогениды и карбонаты создают тонкую фракцию, скорость образования которой опережает образование дисперсной фракции вмещающих их пород (глинистые сланцы и др.). Возникает своеобразная гипсовая пустыня. Примером может служить пустыня в штате Нью-Мексико, США, где во впадине, окруженной горами, навяны барханы из частиц чистого гипса, по-видимому, сегрегированного из слагающих местность гипсосодержащих толщ и измельченного до зерен размером около 0,1 мм. Уникальны гипсовые барханы Аламогордо. Гипс можно считать типоморфным для пустыни минералом. Об этом, на мой взгляд, более всего свидетельствует гипс на некоторых участках Сахары, которые мне довелось посетить; он выносится находящимися близко к поверхности подземными водами и образует при испарении в песке на небольшой глубине множество кристал-

лов, иногда достигающих огромных размеров; такие кристаллы известны под названием «цветов пустыни».

Ветровая деятельность в наиболее крупных аридных областях нашей планеты тесно связана с центрами высокого барического давления. Мощные потоки холодного воздуха, зарождающиеся в периферической части центров, устремляются в сторону, где сильно прогретый воздух поднимается в верхние слои атмосферы. В результате взаимодействия потоков холодного и горячего воздуха возникают гигантские бури. Длительность их действия и частота повторяемости зависят от многих факторов: географического положения континентов, характера их поверхности, времени года и т. д. В целом антициклонально-циклональная ветровая деятельность является составной частью более мощных общепланетарных адвективных потоков, выравнивающих температурное поле поверхности Земли.

Повторяемость, скорость и мощность воздушных потоков, перемещающих в пустынях диспергированный материал, колеблются в широких пределах и изменяются по своему характеру от места к месту не только в пределах провинции. Они своеобразны для каждой пустыни. Под влиянием этих особенностей деятельности ветров формируется зональность пустынь. Так, образование каменистой, песчаной (барханной или дюнной) и лёссовой зон целиком зависит от скорости воздушных потоков над местностью с определенным рельефом. Как установлено исследованиями, для формирования каменистой зоны характерны скорости ветра более 6 м/с, барханы и дюны образуются при скоростях ветра около 3 м/с, толщи лёсса появляются в местах отложения самой тонкой пыли, которая поднимается в воздух при скоростях ветра ниже 3 м/с.

Песчаные бури поднимают тонкий материал в воздух на высоту 2–3 км, золотой песок перевевается в основном по поверхности и отрывается от нее не выше чем на 10–20 см, а более крупные обломки сдвигаются с места или перекатываются по земле на небольшие расстояния лишь в исключительных случаях, при сильных ураганных бурях. Лёссовый материал в виде тонкой пыли переносится на значительные расстояния, по оценкам некоторых авторов, до 3 тыс. км. Именно в результате дальности переноса пыли в открытых пустынях лёссовые отложения из материала этих пустынь обнаруживаются на других континентах. Например, лёсс среднеазиатских пустынь накапливается в европейской части России; в частности, Д. В. Наливкин [1969] считает, что «на водоразделе между Хопром и Медведицей толща лёсса мощностью 10 м состоит из пыли, принесенной из Средней Азии» [с. 177]. Этот же автор [там же, с. 170] приводит данные Н. А. Соколова, изучавшего береговые дюны, о зависимости гранулярного состава песка от скорости ветра:

Скорость ветра, м/с	4,5–6,7	6,7–8,4	9,8–11,4	11,4–13
Размер частиц, мм	0,25	0,5	1	1,5

К этому следует добавить, что размеры частиц пыли, образующих лёсс, в различных частях света колеблются в довольно широких пределах. Гранулометрический состав лёсса штата Висконсин (США), накапливающегося за

счет пыли, переносимой бурями из штата Нью-Мексико, обычно изменяется от 0,005 до 1,0 мм. Размеры частиц среднеазиатского и центрально-азиатского лёсса колеблются от 0,025 до 0,05 мм. Пыль, выносимая из Африки и осаждающаяся на Европейском континенте, имеет размер частиц от 0,003 до 0,25 мм при преобладании размера 0,025–0,25 мм.

Золотые отложения по составу обычно характеризуются двумодальной кривой, что свидетельствует об опережающем образовании тончайших частиц пыли относительно их выноса. Дальность переноса пыли оценивается в 2,5–3 тыс. км.

По вещественному составу отложений области развития аридных процессов также отличаются большим разнообразием. Встречаются дюнные и барханные пески, состоящие на 95–97% из кварца, иногда в песках преобладает полевошпатовый и глинистый компонент, нередко наблюдаются скопления существенно слюдистого материала, который легко транспортируется на большие расстояния; в некоторых пустынях барханы или дюны сложены гипсовым песком или различными хлористыми солями, бывают существенно карбонатные. В составе лёссовых отложений нередко присутствуют красные лёссы – красная пыль, обогащенная большим количеством железистых минералов.

Зональное строение аридных областей

Почти во всех пустынях наблюдается зональность – повторяются три зоны: каменисто-щебневая, песчаная и лёссовая. Д. В. Наливкин [1969, с. 177] отмечает, что «в пустынях, там, где среднегодовая скорость ветра больше 6–7 м/с, ничего не отлагается и образуются щебнево-илистые (!? – Н. Ш.) пространства, или бедленды. Там, где скорость ветра около 3 м/с, образуются массивы золотых песков. По окраинам пустынь, в предгорьях, скорость падает до 1,5–2,5 м/с и отлагается лёсс». При полном развитии каждая зона последовательно сменяет следующую: каменисто-щебневую – песчаная, песчаную – лёссовая. Имеются, однако, и пустыни, в которых та или иная зона, выражена слабо или даже отсутствует.

В Центральной Азии каменистая пустыня располагается почти в центре аридной области и лишь несколько сдвинута к северу, т. е. расположена ближе к области сибирского антициклона. Она несимметрично окружена зоной барханных песков (даванов); высота барханов достигает 100–350 м, иногда они возвышаются над своим основанием, как установил Б. А. Федорович [1961], на 450–480 м и имеют длину 60–70 км. Пески сменяются развитой в основном в предгорном поясе, обрамляющем аридную область, зоной лёсса, покрывающего различные формы рельефа.

Зональность пустынь Средней Азии выражена по-другому: здесь каменистая зона проявлена слабо, зато смена золотых барханных песков лёссами довольно отчетлива.

Значительная часть Сахары, около 70% площади, представлена каменистыми россыпями («хамада» и «сеир»). Я знакомился с каменистой зоной южнее Атласских гор. Кажущееся неподвижным состояние ее поверхности,

как будто бы покрытой щебнем с первозданных времен, монолитность при чрезвычайно низкой активности физического выветривания горных пород (сланцы и др.), слагающих местность, – все это производит неизгладимое впечатление. Пески занимают не более 15–20% площади пустыни. Благодаря активной ветровой деятельности здесь происходит миграция барханов, которые нередко достигают высоты 200–250 м над основанием. Они имеют серповидную форму, иногда звездообразную, трех–пятилучевую, и образуют, по крайней мере, в северной Сахаре, которую мне удалось посетить, гигантские гряды, тянущиеся на десятки километров. Лёссовая зона в Сахаре вообще отсутствует. Это заметил еще А. Пенк, который обратил внимание и на то, что аналогичная особенность характерна и для другой африканской пустыни (Калахари), а также для североамериканских пустынь. Объясняется это тем, что эти пустыни открыты и ветровая деятельность в их районах сопровождается выносом лёссового материала за пределы Африканского и Северо-Американского континентов⁷.

Образование большинства пустынь мира, особенно входящих в состав величайших аридных областей, трактуется по-разному.

Д. В. Наливкин [1969] считает, что «подавляющая масса песка и пыли образуется при выдувании рыхлых молодых отложений, преимущественно речных, аллювиальных. Получились необыкновенные взаимоотношения: золотой песок и лёсс безводной пустыни происходят из речных, водных отложений рек, от которых иногда даже долин не осталось. Равнины же, по которым текли эти реки, представляют не что иное, как дно сравнительно недавно бывших морей» [с. 174].

Иное мнение сформулировано А. Гребо [Grabau, 1932], которому вполне несомненным казалось то, что некоторые из громаднейших депрессий в земной коре, занятые пустынями, обязаны своим характером дефляционной деятельности ветра.

С точки зрения рассматриваемой мною проблемы геологии россыпей обе концепции представляют интерес. Так, если принять идею о формировании аридного пояса золотой переработкой некогда существовавших аллювиальных равнин, возникавших под влиянием флювиальной деятельности в гумидном или перигляциальном поясе, то следует обратить внимание на степень переработки равнин, речных долин, аллювиальных отложений или элювиально-делювиального материала, кор выветривания, с которыми могли быть связаны россыпи. Если же считать, что сами пустыни, представленные впадинами, являются результатом энергичных дефляционных процессов, переработавших иные геоморфологические структуры, то с точки зрения развития россыпеобразующего процесса эти территории интересны тем, что дают основания говорить об остаточных россыпях различных полезных ископаемых, особенно не подверженных переносу ветром тяжелых металлов. Однако детальный разбор этой сложной, весьма интересной и практически важной проблемы, которой до сих пор при рассмотрении геологии россыпей уделялось мало внимания, будет сделан дальше.

⁷ Например, сахарским лёссом засыпаются Канарские острова (устное сообщение Л. Н. Клишовой).

7.5. Отражение в рыхлом покрове процессов выветривания

Рыхлый покров того или иного участка суши формируется в течение длительного времени при сложном взаимодействии многих факторов, по-разному проявляющихся в различных поясах развития литогенеза. Тектоническая и климатическая обстановки, влияя на образование осадков, обуславливают главнейшие черты россыпных месторождений и определяют характер фиксации в отложениях их литологических особенностей, участие в их образовании физического и химического выветривания, присутствие ископаемых остатков фауны и флоры. Вместе с тем эти взаимодействующие факторы не находят адекватного отражения в осадке именно в той последовательности, в какой они развивались в зоне гипергенеза.

Нами было показано [Шило, Орлова, 1972], что механическая дифференциация горных пород, процессы их гипергенного преобразования, растительный покров и животный мир реагируют на изменения таких параметров среды, как климат и тектоническая активность, с неодинаковой скоростью. Это совершенно очевидно, в частности для органического мира, хотя бы потому, что темпы эволюции растений и животных в одних и тех же ландшафтных зонах весьма различны. Под воздействием колебаний климата и тектонических движений могут резко изменяться также положение и состав грунтовых вод, что в конечном счете влияет на характер гипергенного минералообразования, т. е. и на химическую денудацию. Этот важный для понимания развития литогенеза вопрос о характере фиксации в отложениях условий осадкообразования изучался на антропогенных отложениях Северо-Восточной Азии [Шило, Орлова, 1972].

Нашими исследованиями выявлены основные корреляционные связи процессов гипергенного минералообразования с климатом, реконструируемым по характеру растительного покрова, и с тектоническим режимом, а также установлены закономерности их сопряжения в конечных продуктах континентального литогенеза.

Первый тип корреляционных связей прослеживался по индикаторной роли глинистых минералов и заключенным в осадках спорово-пыльцевым комплексам. Обнаружено несоответствие минерального состава аллювия с климатом периода седиментации, определенным по спорово-пыльцевым комплексам. Оно выражено в том, что климатические условия периода седиментации обеспечивали формирование иного, чем зафиксированный в отложениях, профиля выветривания, причем состав глинистого компонента соответствовал климатическим условиям предшествовавшего периода гипергенного минералообразования.

Такой тип корреляционных связей выявлен, например, в толще Охотско-Кухтуйской впадины (рис. 7.15), находящейся в южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В его рельефе наблюдается сложное сочетание горстово-глыбовых форм и изолированных пониженных участков лавовых плато. Эти структурные элементы разделены межгорными впадинами. Вся серия последних создана тектоническими движениями в конце палеогена. В разрезе Охотско-Кухтуйской впадины, как и в аналогичных по времени образования многих других впадинах в пределах региона (например, в Нага-

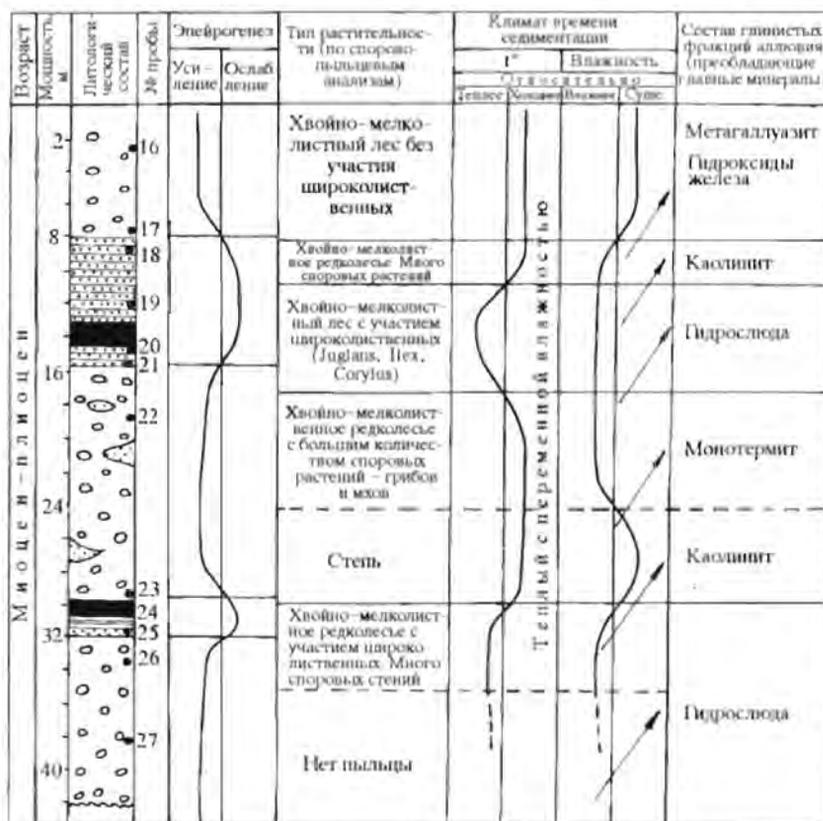


Рис. 7.15. Корреляционные связи процессов выветривания с климатическими обстановками (Охотско-Кухтуйская впадина) и биостратиграфическая характеристика отложений. Стрелками показано соответствие минерального состава климатическим условиям

евской), формирование слоев происходило за счет размыва зон гипергенеза, образовавшихся в предшествующий этап в иной климатической обстановке. Поэтому слои включают глинистые минералы и спорово-пыльцевые комплексы, возникшие в разное время, причем гипергенные минералы отражают время, предшествовавшее формированию слоя, а спорово-пыльцевые комплексы асинхронны им (времени формирования минералов).

Эти наблюдения позволяют сформулировать следующий принцип: при неустойчивом тектоно-геоморфологическом режиме некоторые слои аллювиальных толщ могут одновременно иметь признаки различных климатических условий и включать элементы неодинаковых по характеру развития и времени формирования ландшафтных зон, если зоны изменяются в соответствии с изменениями тектонического режима района.

Второй тип корреляционных связей гипергенного минералообразования и климатической обстановки, а также их отражение в седиментогенезе характеризуются полной сопряженностью условий выветривания и осадконакопления. Гипергенное минералообразование, также прослеживаемое по глини-

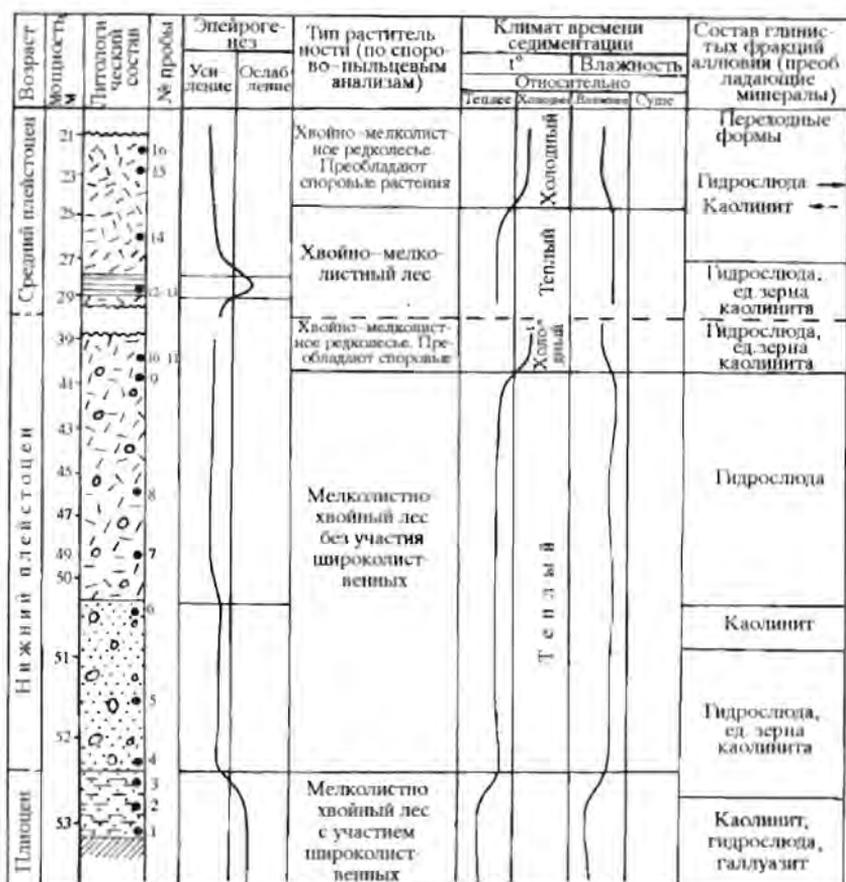


Рис. 7.16. Корреляционные связи процессов выветривания с климатическими обстановками (ручей Промежуточный) и биостратиграфическая характеристика отложений

стым компонентам, и спорово-пыльцевые комплексы в слое осадочной толщи соответствуют одной климатической обстановке или ландшафтной зоне. Между образованием минералов и их накоплением в зоне седиментогенеза нет разрыва, оба процесса принадлежат одному геологическому времени.

Разрез с такой характеристикой (рис. 7.16) изучался по шахте в долине ручья Промежуточного, впадающего в р. Эльги, принадлежащую бассейну р. Индигирка. Ручей и его притоки находятся в пределах Яно-Колымской складчатой системы, сложенной на этом участке мезозойскими осадочными породами верхоянского комплекса. Шахтой вскрыта аллювиальная толща мощностью более 50 м. Возраст толщи ручья (ее общая мощность 50–120 м) плиоцен-среднеплейстоценовый. Ее слои формировались в сравнительно теплой и влажной ландшафтной зоне; в глинистой фракции они содержат минералы каолинита, которые преобладают над гидрослюдами. Некоторый сдвиг в климатической обстановке в сторону похолодания фиксируется в осадках верхней части разреза не только соответствующими изменениями в

составе спорово-пыльцевых комплексов, но и параллельным возрастанием роли гидрослюдистых минералов. Здесь, таким образом, наблюдается полная сопряженность гипергенных процессов и характера растительного покрова, а также их полное отражение в седиментогенезе, протекавшем хотя и в неустойчивой, но направленной тектоно-геоморфологической обстановке.

Направленность обстановки была, по-видимому, решающим фактором, определившим формирование единой ландшафтной геохимической зоны, особенности которой зафиксированы осадочным процессом во всех частных элементах. Здесь наблюдается принцип сопряженности всех геологических и физико-географических явлений, а также их полное отражение в слоях в той последовательности, в какой они развивались в период формирования каждого аллювиального слоя. Этот принцип можно сформулировать следующим образом: *направленное тектоно-геоморфологическое развитие того или иного участка земной поверхности сопровождается образованием аллювиальных слоев, включающих одинаковые по характеру и по времени спорово-пыльцевые комплексы и ассоциации гипергенных минералов; те и другие отвечают одной климатической обстановке.*

В субполярной зоне была изучена [Шило и др., 1972] толща аллювиальных отложений, глинистая фракция которых характеризуется комплексом минералов, не отражающих климатическую обстановку времени седиментации и ландшафтно-геохимические условия зоны гипергенеза, из которой преотложен материал.

Разрез мощностью около 100 м вскрыт шахтой, заложенной в долине ручья Пологого, принадлежащего бассейну р. Малый Анюй и впадающего в р. Энмынвесем, долина которой в позднелайстоценовое время заполнялась ледником, не заходившим в долину ручья. Территория сложена песчано-сланцевыми породами триаса, включающими пластовые интрузии диабазов и в северной части перекрытыми эффузивами мелового возраста.

Возраст рыхлой толщи позднелайстоценовый. Она представлена грубообломочным аллювием, чередующимся с илистым дисперсным материалом, что свидетельствует об изменении условий осадконакопления, которое регулировалось пульсацией ледника, частично заполнявшего долину р. Энмынвесем. Условия в зоне гипергенеза, напротив, на протяжении всего времени формирования осадочной толщи сохранялись одинаковыми, не претерпевала изменений и растительность, развивающаяся сопряженно с холодным климатом и переменной влажностью. Однако глинистые минералы толщи контрастны ландшафтно-геохимической обстановке гипергенного минералообразования и условиям седиментации. На это указывает каолинит, присутствующий в илисто-глинистом материале наравне с гидрослюдами, хлоритом и гидроокислами железа. Изучение показало, что эти минералы унаследованы от коренных пород триасового возраста, в которых установлен точно такой же минеральный состав. Следовательно, здесь имеет место несоответствие состава «гипергенных» минералов осадочной толщи климатической обстановке времени седиментации и ландшафтно-геохимическим условиям зоны денудации и развития гипергенных процессов. Но это несоответствие вызвано унаследованностью комплекса глинистых минералов от коренных пород триасового возраста без существенной переработки, что возможно только в субполярной физико-географической обстановке.

Таким образом, проведенные исследования показали, что возможны случаи несоответствия обстановок развития гипергенных процессов и условий седиментации осадков. Природа такого несоответствия может быть самой разной, но в любом случае биогенные остатки в толще принадлежат растительному покрову, который развивался сопряженно с климатической обстановкой времени формирования отложений.

7.6. Астрональный литогенез

Роль космического вещества в образовании и развитии Земли все больше привлекает внимание исследователей. В связи с тем что вещество ближнего космоса нигде так отчетливо не фиксируется на нашей планете, как в ее рыхлом покрове, в частности в россыпях различных полезных ископаемых, я счел необходимым хотя бы в самой сжатой форме очертить особенности этого типа литогенеза.

Необходимость выделения астронального литогенеза прежде всего обусловлена связью нашей планеты с космосом, связью, которая определяется достаточно внушительной цифрой (10^8 – 10^4 т) [Еременко и др., 1977] ежегодного поступления космического вещества на поверхность Земли.

Интересно отметить, что только около 1% из указанного количества вещества попадает к нам с метеоритами, остальное приходит из космоса в виде тонкодисперсной пыли, которая, рассеиваясь по поверхности планеты, в конечном итоге концентрируется в продуктах рыхлого покрова и в первую очередь в россыпях.

Вещественный состав космического материала, своеобразного по химическим характеристикам и резко отличающегося по кристаллической структуре от земных горных пород и минералов, включает обширную группу минералов, обративших на себя внимание исследователей лишь недавно [Лазаренко, Ясинская, 1970; Еременко и др., 1977]. Но литогенетическая роль космического вещества этим не ограничивается. Крупные метеориты, болиды, глыбы, сравнимые по размеру с небольшими планетами или их спутниками, принося на Землю колоссальные заряды энергии, воздействуют на ее поверхность и горные породы. Они создают своеобразные формы в виде гигантских впадин или «кратеров», в пределах которых под влиянием энергии падающих тел возникают минеральные ассоциации, не свойственные рассмотренным типам литогенеза. Космическое вещество, попадающее на Землю, минералы, образовавшиеся за ее пределами или возникшие под влиянием энергии падающих на ее поверхность пришельцев из дальнего и ближнего космоса, обладают повышенной гипергенной устойчивостью. Их концентрация в россыпях – вполне закономерное явление.

* * *

Обобщая изложенный в данном разделе материал, можно представить в виде таблицы главные, наиболее типичные признаки литогенетических процессов в различных зонах планеты (табл. 7.5). Этими процессами обуславливается типоморфизм континентального литогенеза, а следовательно, и

Характеристика литогенетических процессов в различных поясах континентального литогенеза

Показатель	Гляциальный пояс			Перигляциальный пояс			Гумидный пояс			Аридный пояс		
	Зона											
	аккумуляции льда	транспортировки льда	абляции льда	горная	предгорная (склоновая)	субполярной равнины	умеренная влажная	субтропическая влажная	тропическая влажная	каменистой пустыни	песчаной пустыни	лессовой пустыни
Состояние воды	Твердое (жидкое)			Твердое-жидкое (газообразное)			Жидкое (твердое)-жидкое (газообразное)			Роль воды подавлена		
Температура, °С	<0			(+20)÷(-50)			10-30			(-50) ÷ (+50)		
Физическое выветривание	Слабое			Максимально интенсивное			Умеренное			Интенсивное		
Разрушение породообразующих минералов	Очень слабое физическое			Физико-химическое			Физико-химическое, химическое			Интенсивное физическое		
Реакция среды	Щелочная (?)			Кислая			Слабокислая-щелочная			Щелочная (?)		
Десилицификация минералов	Нет			Слабая			Интенсивная			Нет		
Вскрытие рудных минералов	Нет			Неполное			Полное			Полное		
Тип коры выветривания	Щебне-валунный			Глинисто-сульфатный			Глинисто-каолиново-оксидный			Песчаный		
Концентрация россыпеобразующих минералов	Нет			Умеренная			Интенсивная			Нет (?)		

россыпеобразования, которое развивается в соответствии с характером гипергенеза. Таблица 7.5, в частности, иллюстрирует вывод о зависимости континентального литогенеза от температуры и влажности. Фазовые переходы воды, наиболее интенсивно проявляющиеся в перигляциальном поясе, определяют здесь максимальное физическое выветривание горных пород, сопровождающееся формированием своеобразной (сульфатной) коры выветривания. В гумидном поясе, где вода постоянно сохраняет жидкое состояние, физическое выветривание отличается умеренностью, но зато развивается глубокая химическая переработка горных пород. Полнота вскрытия россыпеобразующих минералов возрастает в направлении от гляциального литогенеза к гумидному и аридному, в том же направлении повышается и их концентрация, хотя в аридных зонах она вообще отсутствует.



III ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РОССЫПЕЙ

8. ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Конечная стадия существования коренных месторождений – их преобразование в элювий. Следовательно, элювиальные россыпи нужно рассматривать как топографически не смещенные рыхлые образования, заключающие то или иное количество рудных минералов. При таком понимании металлоносность, например, плотикового щебня в днищах долин, перекрытого аллювием, из которого гипергенно устойчивые минералы проникают в трещины коренных пород, нельзя относить к элювиальным россыпям, так как этот элювий обогащается рудным веществом в процессе формирования промышленного пласта аллювиальных россыпей и является их составной частью. Вместе с тем из предложенного понимания элювиальных россыпей следует, что они должны быть развиты столь же широко, как и соответствующие рудопроявления – источники их рудного вещества; иными словами, элювиальные россыпи повторяют на поверхности пространственное положение россыпеобразующих рудных формаций.

8.1. Физико-химические условия образования элювиальных россыпей

Условия развития элювиальных россыпей определяются теплофизическими процессами, протекающими на дневной поверхности горных пород и заключенных в них рудных залежей, т. е. в подпочвенном или в собственно почвенном слое. Это, однако, не значит, что столь сложный процесс можно сводить лишь к тому, «что термическая картина в почве формируется в реальных условиях под действием протекающих в *припочвенном слое воздуха* (курсив мой. – Н. Ш.) термодинамических процессов», как это делают почвоведы, например А. Ф. Чудновский [1976, с. 8]. Формирование элювиального слоя контролируется энергетическим режимом в системе газ (воздух, пар)–жидкость–твердое тело (горные породы, лед), причем при условии, что на него накладываются массообменные явления, связанные с переносом растворенных солей. Необходима и количественная оценка скорости, векторной направленности и параметров тепло-массо-переноса. К сожалению, при современ-

ном состоянии изученности механизма тепломассообменных процессов в поверхностном слое решение этой задачи во всей ее полноте, вероятно, невозможно. И все же прежде всего представляется важным учитывать, что условия гипергенного преобразования горных пород во всех литогенетических поясах отличаются друг от друга, так как в различных климатических условиях система газ–жидкость–твердое тело существенно видоизменяется.

В поясе развития гляциального литогенеза термодинамическая обстановка практически исключает образование элювиальных россыпей каких бы то ни было полезных ископаемых, так как в нивальном климате элювиальный процесс подавлен. Здесь иногда формируются плащи грубообломочного материала. Однако они не закрепляются над рудными телами из-за энергичной солифлюкции на свободной ото льда поверхности.

В перигляциальном поясе элювиальные россыпи, как и вообще элювий, формируются в сложной термодинамической обстановке, определяющей тем, что термическая система имеет вид воздух–вода (жидкость, лед, возможно, пар)–твердое вещество при дефиците влаги, пониженной скорости испарения и отрицательных среднегодовых температурах со значительными сезонными и даже суточными амплитудами колебаний. Взаимодействие всех этих факторов приводит к тому, что элювиальные образования формируются под влиянием фазовых переходов воды в условиях термического режима, резко изменяющегося в деятельном слое, причем в силу замедленного испарения и затрудненных влагообменных процессов даже при дефиците метеорных осадков этот слой всегда находится в переувлажненном состоянии, поэтому термоденудация сопровождается солифлюкционными явлениями, нередко крайне энергичными. Это вызывает в деятельном слое подземное льдообразование, определяет своеобразие химических взаимодействий, обуславливающих специфику минерального состава отложений. Для россыпей этого пояса характерен разнофракционный состав элювия, что отражается присутствием на гранулометрических кривых двух или трех мод. Характерно также неполное вскрытие, т. е. освобождение россыпеобразующих минералов от вмещающих пород или жильного материала. Вследствие этого рудное вещество в элювиальных россыпях перигляциального пояса не только не концентрируется, но, напротив, рассеивается, т. е. имеет место процесс, почти противоположный процессу, протекающему в гумидных зонах.

Вследствие таких особенностей элювиального россыпеобразования в перигляциальном поясе остановилось несколько подробнее на физико-химической сущности происходящего здесь процесса. Рудное тело, выведенное в перигляциальной зоне на поверхность Земли, перерабатывается в элювиально-солифлюкционный комплекс пород, формирующих деятельный слой – сложную открытую динамически напряженную физико-химическую систему. Ее термодинамика контролируется волновым ходом суточных и сезонных температур, со значительными ритмично протекающими амплитудами, сопровождающимися фазовыми переходами воды, постоянно присутствующей в деятельном слое в трех неравновесных состояниях: твердом, жидком и газообразном. Сезонно-суточный ход температурной волны в рельефе фиксируется бенаровскими структурами (мерзлотные шестигранники), фазовые же переходы воды, создавая колоссальные напряжения в слое, разрушают породу,

вовлекая обломочный материал в сложное движение. Деструктируемые эндогенные рудные и петрогенные минеральные парагенезисы в новой термодинамической обстановке формируют экзогенный минеральный комплекс, присущий только перигляциальному литогенезу.

Физико-химические процессы в возникшей элювиально-солифлюкционной россыпи протекают хотя и в динамически напряженной среде, но при подавленных окислительных процессах на фоне низких значений pH (5,0–5,2). Окисление сульфидов, например, здесь доходит только до сульфатной стадии; из подвергающихся разложению алюмосиликатов часть алюминия в трехвалентной форме $Al(OH)_3$ удаляется за пределы формирующегося деятельного слоя, а задержавшаяся в слое доля уходит на постройку диоктаэдрических, с гидроксилем в решетке алюмосиликатных минералов. В формирующихся элювиально-солифлюкционных россыпях в перигляциальной обстановке из-за низких значений pH среды резко снижается подвижность кремния; часть его уходит на подзолы, другая – на постройку водных алюмосиликатов. Дальнейшая деструкция деятельного слоя сопровождается возрастанием дисперсной фракции материала, активизирующей ионно-обменные реакции и в первую очередь за счет K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} . Обладая большой емкостью поглощения при понижающихся температурах, она активизирует концентрацию многовалентных катионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+}). Минеральные преобразования в этой среде, как правило, происходят за счет возрастания количества монтмориллонита и бейделит-каолинитовых минералов.

По специфическому характеру термодинамических условий формирующиеся элювиально-солифлюкционные россыпи можно аппроксимировать как диссипативную систему. На это указывают турбулентноподобные спиралевидные поступательно-возвратные движения в ней вещества (рис. 8.1). Распределение температур в деятельном слое по сезонам в многолетнем разрезе и движение вещества, как показали специальные наблюдения, характеризуются кривыми, сходными с кривыми распределения плотности энтропии в сложных системах. Однако эта проблема требует специального дополнительного изучения и разработки математического аппарата для описания процесса. Пока же можно предложить следующее уравнение, которым в какой-то, может быть, приближенной форме можно описать осцилляции в деятельном слое.

$$dP/dt = -2/T^2 \int dV \sum (\partial \mu_i / \partial m_i) \partial m_i / \partial t \partial m_i / \partial t,$$

где: P – давление, t – температура, T – абсолютная температура, v – объем, μ – химический потенциал компоненты, m – масса единицы объема.

В гумидном поясе термическая обстановка формирования элювиального слоя (или россыпи) существенно изменяется. Здесь система приобретает вид «воздух-вода-твердое вещество», причем в качестве ведущего теплоносителя начинает выступать вода. В минеральном каркасе, хотя и не во всех зонах пояса, она присутствует в жидкой и газообразной фазах. Ее действие проявляется в результате переноса, конвективного обмена и теплообмена в межпоровом пространстве. Математическая, правда неполная, интерпретация этой

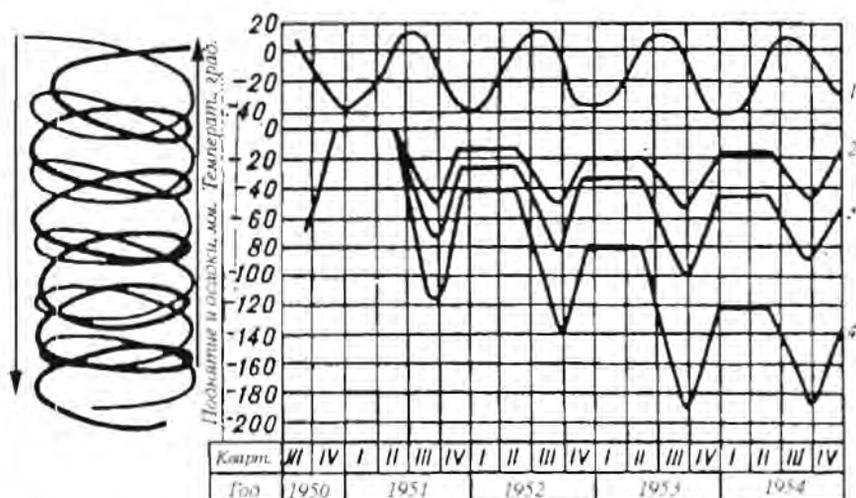


Рис. 8.1. Поднятие и осадка свободной дневной поверхности экспериментальной площадки на Аркагале (бассейн р. Колыма) и схема движения грунта в деятельном слое (по материалам ВНИИ-1). 1 – средняя температура воздуха; 2 – колебание поверхности площадки, сложенной торфяно-суглинистыми грунтами; 3 – колебание поверхности площадки, сложенной пылеватыми и супесчаными гравийно-галечными грунтами; 4 – колебание поверхности площадки, сложенной песчано-гравийно-галечниковыми грунтами; слева приведена схема движения репера в течение года

физической системы рассмотрена в работе А. Ф. Чудновского [1976]. В ней изложены представления о характере и количественных параметрах теплообмена при формировании элювия в гумидном поясе, что можно распространить и на образование элювиальных россыпей в случае наличия россыпеобразующих рудных формаций, хотя теплофизическая модель в элювиальном слое здесь усложняется тем, что миграция влаги в капиллярно-пористой системе, к которой в данном случае принадлежит металлоносный элювий, происходит в виде двух фаз: жидкости и пара. На образование пара затрачивается, как нетрудно понять, дополнительная энергия, которая вследствие этого исключается из числа факторов, участвующих в переносе растворимых солей. Естественно, скорость накопления рудных минералов в остаточных продуктах выветривания (в элювии) затормаживается. Такое направление процесс образования элювиальных россыпей может иметь при некотором дефиците влаги, но при высоких среднегодовых или сезонных температурах, что свойственно зоне, отнесенной мною к умеренному влажному климату, и совершенно не характерно для районов с весьма обильным увлажнением (тропический влажный климат). Далее будет показано, как эта особенность теплообменных процессов отражается на вещественном составе элювиальных россыпей трех климатических зон гумидного пояса.

Формирование элювиального слоя практически во всех трех климатических зонах гумидного пояса сопровождается полным освобождением гипергенно устойчивых минералов как в кислой, так и в щелочной среде, одновременно происходит интенсивный вынос петрогенных элементов из пороодо-

образующих и жильных минералов. Таким образом, соотношение между рудными и петрогенными компонентами резко изменяется в пользу первых – происходит накопление россыпеобразующих минералов, содержание которых в элювии в подавляющем большинстве случаев выше, чем в материнских рудных телах. Однако в различных климатических зонах пояса общий валовый минеральный состав россыпей резко различается вследствие усиленной миграции из элювия в тропическом влажном и жарком климате одних элементов, а во влажном, но умеренном – других. Гранулометрический же состав россыпей пояса отличается большей однородностью, чем в других поясах, – минеральная форма материала преобладает над обломочной; элювий над рудными телами отличается повышенной химической переработкой, что особенно характерно для сульфидных руд, заключающих россыпеобразующие минералы.

В аридном поясе формирование элювиальных россыпей контролируется, с одной стороны, солнечной радиацией и турбулентным теплообменом между воздухом и поверхностью горных пород, с другой – теплопередачей твердофазного минерального вещества и проникающего в его поры воздуха или излучением от частицы к частице, что особенно характерно для возникающего на массивах пород и рудных телах дисперсного слоя элювия. Такой процесс протекает в наиболее простой, двухкомпонентной системе «воздух–порода» и практически исключает отбор рудного вещества и его накопление, так как соотношение петрогенных и рудных элементов не изменяется и соответствует их соотношению в коренных породах, которые вмещали руды с россыпеобразующими минералами. Это объясняется тем, что в таких условиях массоперенос сводится лишь к механическому перемещению воздушными потоками возникающих при диспергировании горных пород мелких фракций минерального вещества. Поэтому в аридной обстановке элювиальные россыпи даже с непромышленными концентрациями минералов хотя и образуются, но весьма редко. К этим редким случаям относится переработка выходящих на дневную поверхность пород или руд, содержащих тяжелые металлы, такие как золото и платина, которые при выдувании легких пороодообразующих минералов остаются на месте и накапливаются в щебне.

8.2. Морфология элювиальных россыпей

Морфологические особенности, размеры и мощность элювиальных россыпей определяются в значительной степени формационной принадлежностью коренных источников, над которыми они образуются, и отчасти гипергенными процессами, иными словами – характером литогенеза.

Россыпи могут быть изометричными или линейными, их форма наследует геометрические контуры поверхности штокверков, пластов и других крупных залежей со значительными площадными размерами, соответствует линейно-вытянутым дайкам, минерализованным зонам, жилам и т. д. Существуют всевозможные переходы форм, отражающие выходы рудных тел. Среди морфологического разнообразия элювиальных россыпей выделяются два типа: поверхностные (открытые) и слепые (закрытые).

Поверхностные элювиальные россыпи формируются на значительных по размерам рудных залежах и преимущественно в тех случаях, когда гипергенное преобразование рудного материала по тем или иным причинам отстает от скорости выветривания вмещающих пород. Эти россыпи представлены в рельефе положительными формами. Они часто приурочены к магматическим массивам или мощным метаморфическим толщам, содержащим благородные металлы в виде вкрапленности или как акцессорные минералы, накапливающиеся в ходе гипергенного выветривания в остаточных продуктах коры. Интересным примером открытых элювиальных россыпей с промышленными концентрациями пирохлора, ниобийсодержащего россыпеобразующего минерала, служит месторождение Луэш (Заир). Здесь в депрессии, возникшей в результате выветривания сиенитов и карбонатитов, залегает слой пирохлорсодержащего элювия (оксидная кора выветривания), имеющий на поверхности овальную форму. По периферии россыпь закрыта делювиальными отложениями коренных пород, вмещающих рудную залежь.

Слепые элювиальные россыпи формируются преимущественно над линейными по форме коренными месторождениями и рудопроявлениями, содержащими легко поддающиеся разрушению минералы. Это, в частности, сульфидные, а в гумидном поясе и многие другие руды, выщелачивающиеся быстрее, чем вмещающие их породы. В таких случаях, как отмечал Ю. А. Билибин [1938], «образуется микродепрессия рельефа, которую стремится заполнить элювий боковых пород. Элювиальная россыпь сжимается этим элювием с боков и иногда совершенно засыпается сверху, так что не имеет даже выхода на поверхность» [с. 63]. Этот тип россыпей наиболее характерен для перигляциальных, частично для гумидных областей и формируется преимущественно над сульфидными дайками, жилами, особенно над тектонически ослабленными, имеющими высокую проницаемость минерализованными зонами. Иногда после образования элювиальные россыпи перекрываются другими, в частности делювиальными или солифлюкционными, отложениями, нередко даже аллювием или просто почвенным слоем. Подобный тип россыпей широко распространен в Таиланде, Малайзии, Индонезии. Более подробно этот тип россыпей (рис. 8.2) изучен Г. Б. Жилинским [1965]. Он отмечает, что это «очень сильно обогащенные касситеритом пески, сцементированные окислами [оксидами] железа, которые находятся сразу же под почвенным слоем, в разложившемся элювии» [с. 69]. При образовании этих россыпей «все глинистые» частицы, переизмельченный кварц и другие легкие минералы из элювия почти полностью выносятся... Остаются в основном только касситерит, немного кварца и сопутствующие им устойчивые минералы» [там же]. Судя по подобным россыпям Малайзии, которые мне довелось наблюдать, кроме касситерита они содержат магнетит, ильменит, циркон, рутил. Закрытые элювиальные россыпи могут возникать и в аридном поясе, где металлоносный элювий, содержащий, например, золото или платину, впоследствии перекрывается золовыми песками или лёссом. При геолого-поисковых и эксплуатационных работах они встречаются нечасто и могут рассматриваться как сравнительно редкие образования.

Размеры элювиальных россыпей соответствуют размерам выходов рудопроявлений или коренных месторождений на поверхность. При открытых

россыпях элювий имеет несколько большее площадное распространение, при закрытых – меньше, но это справедливо только в случае, если формирование металлоносного элювия опережает образование элювия на вмещающих рудные залежи породах. Мощность россыпей резко колеблется в зависимости от скорости выветривания рудного материала и глубины проникновения гипергенных процессов. В одних случаях образуются мало мощные россыпи, в других – в условиях интенсивного выноса петрогенных элементов в виде растворенных солей (основания, кремнекислота и др.) и разрушения (переработки) пород и руд (в результате кислотного выщелачивания и пр.), заключающих россыпеобразующие минералы, – возникают мощные пласты металлоносного элювия, составляющие крупные элювиальные россыпи.

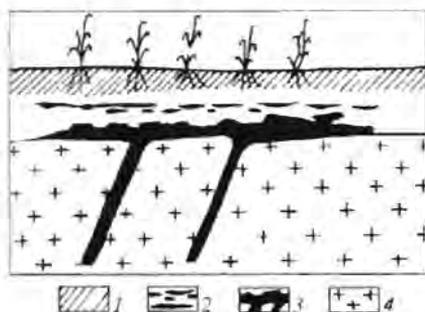


Рис. 8.2. Условия залегания элювиальной оловоносной россыпи в Индонезии [Жилинский, 1965]: 1 – почва; 2 – элювиальная россыпь касситерита; 3 – рудные жилы и их развалы; 4 – коренные породы

8.3. Минеральный состав

Элювиальные россыпи являются такими геологическими образованиями, которые наследуют от своих коренных источников весь комплекс гипергенно устойчивых (россыпеобразующих) минералов, хотя первичные концентрации полезного ископаемого в них не сохраняются. В элювии гумидного пояса эти минералы накапливаются интенсивно и их содержание всегда выше, чем в рудных формациях, на которых элювий формируется. В элювиально-солифлюкционных отложениях перигляциального пояса, где формирование отложений сопровождается рассеиванием рудного вещества, содержание этих минералов ниже, чем в коренных источниках.

Слагающие элювий породообразующие минералы в зависимости от условий выветривания, пожалуй, при всех типах континентального литогенеза представляют собой гипергенный комплекс, возникший в результате полной, как это имеет место при латеритизации, или частичной, в перигляциальном поясе, переработки неустойчивых минералов горных пород или руд. Таким образом, формирование элювиальных россыпей сопровождается преобразованием гипогенных парагенезисов в новый гипергенный комплекс, причем с существенным изменением валового элементного состава пород, так как значительная часть вещества мигрирует за пределы россыпеобразующих рудных формаций.

Унаследованность гипергенно устойчивых минералов элювиальных россыпей от коренных источников достаточно ярко выражена в золотоносном и платиноносном элювии самых различных провинций мира. Еще более наглядную картину такой унаследованности представляют элювиальные россыпи других минералов: семейств простых и сложных оксидов (касситеритовые,

колумбитовые, ильменитовые, рутиловые и др.), вольфрамов (вольфрамитовые, шеелитовые), силикатов (циркониевые, гранатовые и др.). Аналогичная закономерность наблюдается и в широко распространенных комплексных россыпях, в частности в касситерит-ильменит-циркониевых, ильменит-рутил-колумбитовых, касситерит-вольфрамитовых, монацит-ксенотимовых и многих других. Поскольку в элювии повторяются не только парагенезисы россыпеобразующих минералов коренных пород и месторождений, но и количественные отношения внутри парагенезисов, то появляется возможность решать многие вопросы генетической связи россыпей с рудными формациями (коренными источниками россыпей).

В аридном, точнее в полуаридном, поясе явление унаследованности хорошо прослеживается в золотоносном элювии западной Австралии, где рыхлые отложения формируются при золотой переработке обнажающихся на поверхности коренных месторождений. Здесь маломощные щебневые россыпи обогащаются золотом, которое в ходе физического выветривания освобождается от жильного кварца. Очень похожая картина наблюдалась мною в штате Виктория (Австралия). Но здесь, в отличие от западной Австралии, золотые процессы подавлены, а латеритизация не развита, так что некоторые элювиальные россыпи этого района образовались при участии суммарных сил выветривания, среди которых известную роль играли и аридные процессы. Такое представление сложилось у меня при осмотре рудного поля Бендига и некоторых других австралийских месторождений.

В гумидном поясе унаследованность элювиальными россыпями рудных парагенезисов развита чрезвычайно широко. К ее наиболее ярким примерам относятся, пожалуй, оксидные (латеритные) коры выветривания, когда десилификация пород проявляется столь интенсивно, что образуются богатые оксидами алюминия, а иногда и железа бокситы.

В бокситах гипогенные порообразующие минералы полностью переработаны с выносом значительной части вещества, в их составе обычно присутствуют парагенетические ассоциации гипергенно устойчивых минералов, накапливающихся в продуктах латеритизации. Если бокситы образуются на массивах магматических пород со строго фиксированными комплексами россыпеобразующих минералов, представленных в виде аксессуарной вкрапленности или в форме рудных образований (прожилки, гнезда и т. д.), то при интенсивных процессах латеритизации и устойчивой кислотно-щелочной среде процесса наследуются полностью не только парагенезисы рудных минералов, но и их количественные отношения. Так, например, в штате Арканзас (США) в углублениях на поверхности разрушенных нефелиновых сиенитов (рис. 8.3) образовались богатые алюминием бокситы. Они, а также переотложенные бокситы, по данным Гордона с соавторами [Холодов, Корякин, 1966], содержат тот же комплекс аксессуарных минералов, что и сиениты, — гематит, магнетит, ильменит, сфен, циркон, рутил, анатаз и другие более редкие минералы. С ними связаны промышленные концентрации ниобия. Это месторождение представлено как непромышленными, т. е. элювиальными, бокситами, слагающими кору выветривания нефелиновых сиенитов, так и пластовыми делювиально-аллювиальными залежами или линзовидными

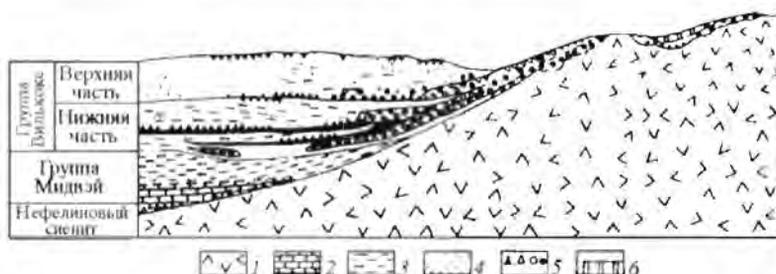


Рис. 8.3. Схема залегания бокситовых залежей с унаследованным от нефелиновых сиенитов парагенезисом россыпеобразующих минералов (США) по Гордону с соавторами [Холодов, Корякин, 1966, с. 666]: 1 – нефелиновые сиениты; 2 – карбонатные породы; 3 – глины; 4 – пески и песчаники; 5, 6 – соответственно остаточные (элювиальные) и переотложенные (делювиально-аллювиальные) залежи бокситов

элювиально-делювиальными телами, в которых поразительно устойчиво повторяется тот же парагенетический комплекс аксессуарных (россыпеобразующих) минералов, хотя породообразующие гипогенные минералы полностью переработаны в гипергенный гиббсит, отчасти бемит, каолинит, галлуазит и др. Арканзасские бокситы являются типичными продуктами десилицификации богатых алюминием нефелиновых сиенитов, в которых кремнекислота находится только в связанной форме. Этот пример позволяет однозначно интерпретировать процесс концентрации гипергенно устойчивых минералов в оксидных корах выветривания, формирующихся в гумидном поясе тропического и отчасти субтропического влажного климата, одновременно он же не менее однозначно отвечает на вопрос о том, как образуются бокситы.

Другим очень интересным примером унаследованности в элювии, в частности, пироклора ($K_{гв} = 1,34$) и апатита (последний я не отношу к россыпеобразующим минералам, хотя он и отличается значительной гипергенной устойчивостью) является упомянутое выше месторождение Луэш в Заире. В этом районе в течение почти всего года устойчиво держится температура в пределах 20–28°C, а сумма годовых осадков превышает 1500 мм, т. е. это типичная зона гумидного влажного тропического климата. Коренное месторождение Луэш (рис. 8.4) сложено карбонатитами, вмещающие породы – альбитизированные и другие контактовые сланцы. На поверхности карбонатитов образовалась элювиальная залежь, сложенная продуктами химической (латеритной) переработки сиенитов и карбонатитов, она содержит пироклор, апатит и циркон. Первые два минерала в промышленных концентрациях присутствуют в карбонатитах, являющихся коренным месторождением ниобия; циркон в виде аксессуарной вкрапленности находится в сиенитах. Эта ассоциация подтверждает тождественность парагенезисов гипергенно устойчивых минералов в коренных месторождениях и в оксидной коре выветривания, образовавшейся в типичном тропическом влажном климате.

Примером элювиальных россыпей перигляциального пояса могут служить золотоносные отложения, правда, не имеющие промышленного значения, на плоском водоразделе ручьев Желанного и Пробного (бассейн Колымы). Район отличается субполярным режимом (годовая сумма осадков – в

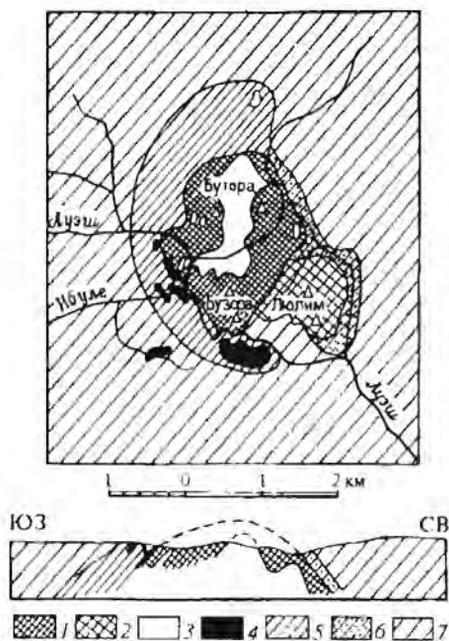


Рис. 8.4. Геологическая схема и разрез массива Луэш (Заир) по Мейеру и Бетюну [Бородин, 1966, с. 229]: 1 – кальцитовые карбонатиты; 2 – доломитовые карбонатиты; 3 – канкринитовые сиениты; 4 – альбитизированные и реоморфизованные сланцы; 5–7 – контактовые сланцы

Этот тип россыпей характерен, в частности, для Северо-Востока России, Аляски и Канады.

Зонам окисления рудных месторождений перигляциального пояса свойственны специфические минеральные ассоциации. Над рудными телами обычно на глубину 20–30 см прослеживается наиболее окисленная часть элювия, но и в этом горизонте встречаются свежие сульфиды; из жильных минералов неполному изменению подвергаются здесь анкерит и хлорит, по которым развивается лимонит. На самых верхних частях выходов рудных жил карбонаты переотлагаются в виде концентрически-волокнуистых корочек кальцита; при наличии медных сульфидов встречаются азурит и малахит. Окисление сульфидов, как отмечено многими исследователями (П. И. Скорняков, Н. А. Шило и др.), происходит путем развития по арсенопириту птитцита и в конечной стадии скородита – чрезвычайно широко распространенного в субполярной физико-географической обстановке минерала. Пирит замещается, по-видимому, мельниковитом, а затем нестойким сульфатом железа, быстро переходящим в коллонный лимонит. Сфалерит, галенит и халькопирит, окисляясь, дают в элювии карбонаты и лимонит, а также сульфат свинца. В остальной части зоны окисления по перечисленным минералам развиваются сульфаты и арсенаты: гипс, эпсомит, птитцит, скородит, в

пределах 100–200 мм, температуры колеблются от $-60...-62^{\circ}\text{C}$ до $+30...+35^{\circ}\text{C}$). Элювиальные россыпи (рис. 8.5) связаны здесь главным образом с убогосульфидными рудными дайками. Они содержат незначительные концентрации свободного золота и не затронутые выветриванием сульфиды, а также золото в кварце и сульфиды в обломках дайковых пород. Эти россыпи нельзя отнести к закрытым: они формируются в связи с дайками, обладающими меньшей скоростью выветривания, чем вмещающие их осадочные породы (песчаники, сланцы), и образуют в рельефе положительные формы (гребни и др.).

В перигляциальном поясе нередко образуются и слепые элювиальные россыпи, особенно характерные для прожилковых рудных зон, локализующихся в тектонически ослабленных структурах. Иногда такие россыпи сопровождаются хорошо проявленными в рельефе небольшими отрицательными депрессиями, в которых происходит накопление с рудными минералами элювиального материала, впоследствии перекрываемого пустыми вмещающими породами.

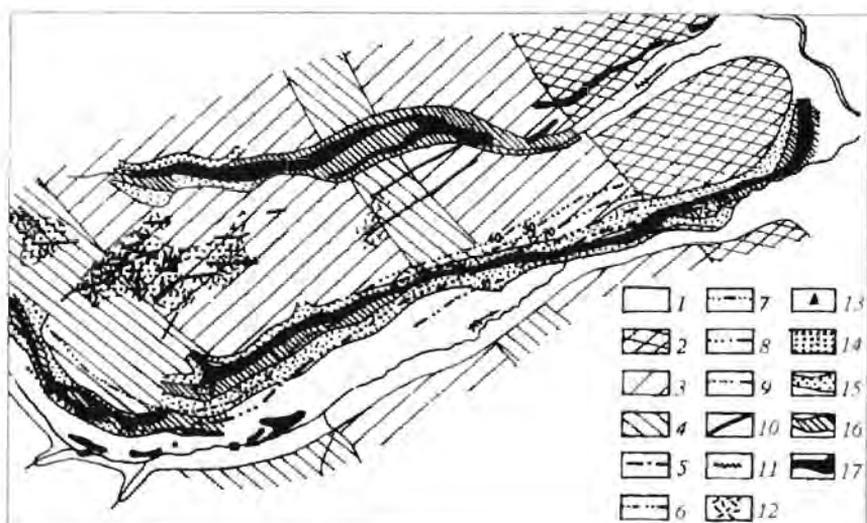


Рис. 8.5. Схема размещения элювиальных, делювиально-солифлюкционных и аллювиальных россыпей в бассейнах ручьев Желанного и Пробного, притоков р. Салгыбыстах, слева впадающей в р. Берелех. 1 – аллювиальные отложения; 2 – нижнеюрские глинистые сланцы и песчаники; 3 – глинистые сланцы и песчаники с прослоями туфогенных мелкогалечных конгломератов (верхняя свита норийского яруса); 4 – полосчатые глинистые сланцы с прослоями туфогенных песчаников (нижняя свита норийского яруса); 5–9 – речные террасы различных высот (в метрах) над руслом; 10 – золотоносные дайки; 11 – золоторудные кварцевые жилы; 12 – элювий и делювий даек и кварцевых жил; 13 – рудные пробы с золотом; 14 – элювиальные и делювиально-солифлюкционные россыпи; 15 – аллювиальные отложения со знаковой золотоносностью; 16, 17 – аллювиальные россыпи с различной степенью золотоносности

незначительных количествах сульфат железа, ярозит, англезит и галотрихит. Для всей зоны, как подмечено, характерно широкое развитие только лимонита и скородита, причем лишь в отдельных месторождениях; остальные минералы встречаются редко.

Набор гипергенных минералов золоторудных месторождений в перигляциальной зоне следующий: самородные элементы – серебро, золото, сера, мышьяк; сульфиды и сульфосоли – халькозин, ковеллин, кермезит, пирит, марказит, мельниковит; простые и сложные оксиды – цинкит, опал, арсенолит, валентинит, стибиконит; гидроксиды или оксиды, содержащие гидроксил, – гиббсит, гетит, гидрогетит, лимонит, псиломелан, вад; кислородные соли – кальцит, арагонит, смитсонит, церуссит, малахит, азурит; сульфаты – англезит, гипс, эпсомит, мелантерит, гексагидрит, ярозит, галотрихит; фосфаты и арсенаты – миметезит, скородит, питигинит, пальмерит.

Наблюдавший сульфаты бериллия А. В. Кокин [1982] относит их появление на счет перигляциальных процессов, что, видимо, лишь отчасти справедливо, так как указанный район к тому же характеризуется еще и аридными чертами (полярная полупустыня).

А именно в аридном климате наиболее вероятно появление подобных форм минералов бериллия (в данном случае калиевых квасцов). Поэтому вы-

воды А. В. Кокина справедливы только для аридно-перигляциальных условий и не могут распространяться на все перигляциальные зоны.

Из изложенного ясно, что в ходе образования элювиальных россыпей в основе дифференциации вещества лежат главным образом физико-химические процессы. Они сменяются чисто механическими лишь там, где сегрегация рудных минералов от породообразующих происходит под влиянием ветра, а литогенетическая роль воды исключена, т. е. в аридном поясе.

8.4. Псевдоэлювиальные россыпи

Разумеется, изложенное об элювиальном россыпеобразовании – упрощенная схема формирования металлоносных отложений над рудным телом, которые часто и классифицируются как элювиальные россыпи или коры химического выветривания. На самом деле формирование такого типа россыпей в природе происходит по более сложной схеме. В связи с длительностью развития элювиального процесса (иногда протекающего на протяжении целых геологических эпох, в течение которых происходит неоднократная смена режимов гипергенеза), например, физическое выветривание может подавляться химическим, а то и другое, в свою очередь, в случае аридизации климата могут сменяться ветровой дефляцией или перигляциальными процессами. При смене аридных физико-географических условий на существенно гумидные с тропическим или субтропическим влажным климатом продукты предшествовавших литогенетических процессов подвергаются флювиальной переработке. Происходит повторная сегрегация минералов, разрушение менее устойчивых с выносом подвижных продуктов за пределы рудных полей, что усиливает концентрацию минералов с высокой гипергенной устойчивостью и с большими значениями $K_{г\gamma}$. Ритмично чередующиеся разного характера литогенетические процессы в конечном итоге приводят к образованию полигенных, сложных богатых рудных залежей. Классическим примером этого может служить Томторское редкометальное месторождение (Россия).

Такие россыпные месторождения по своему образованию являются не только полигенными, но и полихронными. Однако их топографическая сопряженность с рудным источником – продуцентом россыпеобразующих минералов, сконцентрированных в россыпной залежи, позволяет назвать их **псевдоэлювиальными** россыпями.

Впрочем, проблема псевдоэлювиальных россыпей имеет более широкое значение, полигенные по природе своего происхождения, они могут формироваться на рудных месторождениях различных полезных ископаемых: платиново-металльных, оловянных, вольфрамовых, золотых, титановых, циркониевых и многих других.

Значение этих месторождений стремительно возрастает, поэтому существует настоятельная необходимость в разработке эффективных методов поисков и разведки этих россыпей, подсчета запасов, особенно содержащихся в них редкоземельных элементов.

9. ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ И СОЛИФЛЮКЦИОННЫЕ РОССЫПИ

9.1. Сущность делювиального процесса и терминология

Делювиальные отложения, как известно, впервые выделил А. П. Павлов [1899], который назвал этим термином рыхлые образования, смыаемые дождевыми и снеговыми водами с поверхности склонов.

И. П. Герасимов еще в 1941 г. в статье «О движении почвенно-грунтовых масс на склонах», критикуя эти представления, обратил внимание на невозможность такого явления. Он пишет: «Делювиальные отложения обычно имеют почти покровное распространение: они, как мантией, окутывают склоны, поднимаясь до самых верхних участков их. Объяснить подобные условия залегания делювия деятельностью поверхностных водных потоков довольно трудно. Для всех водных потоков характерно ведь более или менее линейное простираие и накопление осадков в виде лент и полос» [Герасимов, 1976, с. 121]. Опираясь на представления В. Пенка и С. Шарпа, И. П. Герасимов обстоятельно рассматривает различные типы движения делювиальных масс на склонах и условия формирования покрывающих их рыхлых отложений.

Впоследствии одни авторы параллельно с делювием в понимании А. П. Павлова стали выделять и иные генетические типы склоновых отложений – осыпные, обвальные и оползневые образования, в развитии которых не принимает участия смыв; другие, расширительно толкуя смысл термина «делювий», стали называть им все отложения склонов, независимо от причин, под действием которых они возникали. В эти образования были включены даже солифлюкционные отложения перигляциальных областей.

Литогенетический смысл термина «делювий» усложнился после того, как с ним отождествили «денудацию». По этому пути, в частности, пошел Ю. А. Билибин, который, рассматривая делювиальные россыпи, понимал под «денудацией только перемещение обломочного материала силою тяжести вниз по склонам...» [Билибин, 1963, с. 74]. В состав делювия он включил пролювий и достигшие подножий склонов отложения, которые назвал «коллювием». Позднее с подобными предложениями выступали Е. В. Шанцер [1948, 1966], С. Г. Боч [1957] и др. Э. Э. Титов считает целесообразным «весь парагенетический ряд склоновых процессов назвать коллювиальным, а все склоновые отложения – коллювием» [1976, с. 15]. При этом он предлагает выделенный им коллювиальный ряд процессов разделить на две совершенно неравноценные по разнообразию группы: гравитационную и делювиальную. К первой группе он относит процессы, а следовательно, и порожденные ими отложения, в развитии которых не принимает участия вода, ко второй (делювиальной) – смыаемые, т. е. воднообразуемые. Рассматривая в таком плане основные черты склоновых процессов и формирующихся на склонах отложений, Э. Э. Титов ограничивает морфолитогенетический анализ Северо-Востоком России. Тем не менее при этом возникают более общие вопросы, вскрывающие противоречивость предложений автора. Во-первых, определение им делювиальной группы процессов и горных пород опирается только на один признак – смыв. Но смыв, как и все другие процессы, подчиняется силам тя-

жести и протекает не вопреки их действию, а в полном соответствии с ними. Во-вторых, в процессах (и отложениях), называемых автором гравитационными, также участвует вода (обрушение, скольжение, течение, сползание). Более того, если отвлечься от указанной нелогичности и стать на точку зрения автора, то даже в пределах субполярного варианта литогенетических процессов необходимо учесть и эоловые явления, развивающиеся на склонах полярных пустынь и принимающие участие в формировании лёссовидных отложений, также относящихся в ряде случаев к склоновому фациальному комплексу. Таким образом, новый вариант «коллювия», опирающийся на неудачные попытки Е. В. Шанцера внедрить этот термин в литологию, не учитывает прежде всего особенности физического процесса и истинную роль воды в развитии склоноформирующих явлений и в образовании на склонах соответствующих фаций рыхлых отложений.

Учитывая все сказанное, а также в связи с тем, что до сих пор имеют место различные толкования термина «делювий», я счел необходимым оговорить содержание, которое вкладываю в него. Это позволит устранить возможные разночтения и в интерпретации понятия «делювиальные россыпи».

В практике литологов сейчас широко используется термин «денудация», под которым понимается «совокупность процессов разрушения горных пород на поверхности Земли и переноса продуктов разрушения в пониженные участки, где происходит и накопление» [Геологический словарь, 1955]. Я не вижу оснований для пересмотра этих представлений, хотя составители «Геологического словаря» в издании 1978 г. смысл термина «денудация» вначале свели только к сносу, удалению продуктов выветривания (правда, далее, в статьях о денудации избирательной и денудации эоловой авторы приписывают этому процессу и разрушение), чем внесена путаница в ясную трактовку указанного термина, приведенную в «Геологическом словаре» издания 1955 г.

Делювиальный процесс – это часть денудации, одно из ее звеньев, или определенная форма, «постоянно проявляющаяся, – как подчеркивал Е. В. Шанцер [1965, с. 15], – в соответствующей геологической обстановке и в качестве одного из своих результатов приводящая к накоплению особого типа отложений, отличающихся своеобразными чертами строения и условий залегания». Делювий как генетический тип континентальных отложений, соответствующих определенной стадии общего развития литогенеза, представляет собой сложный, постоянно увлажняемый, склоновый фациальный комплекс рыхлых пород, в образовании которых ведущая роль принадлежит воде в жидкой фазе и гравитации, чутко реагирующей на непрерывно нарушаемое в ходе развития рельефа равновесие естественного угла откоса.

Именно этого не учел Е. В. Шанцер при попытке «разобраться в самих принципиальных основах, на которых должна строиться генетическая классификация россыпей» [там же, с. 14], и, в частности, при анализе склонового смыва, который «проявляется в плоскостной или мелкоструйчатой форме, равномерно снижающей (? – Н. Ш.) всю поверхность склона. При этом стекающая со склона вода не образует крупных сомкнутых потоков, и гидродинамическая структура ее течения оказывается лишь слаботурбулентной или даже субламинарной. Еще больше это касается ровной покатой поверхности

растущего делювиального шлейфа, в пределах которой сток проявляется в виде сплошной водной пелены» [там же, с. 10].

Вообще говоря, плоскостной смыв в наиболее полной форме может проявляться в областях, где выпадает большое количество метеорных осадков, т. е. в районах тропического, субтропического и умеренного влажного климата. Однако здесь ему противодействует мощный растительный покров, который затормаживает или полностью исключает развитие этого процесса. С большим воображением нарисованная Е. В. Шанцером картина плоскостного смыва могла бы иметь место на абсолютно обнаженных склонах, но такие склоны встречаются только в аридном поясе, где они формируются без участия воды.

В гумидной обстановке благодаря растительности с мощной корневой системой значительная часть влаги, выпадающей на поверхность, дренирует рыхлый покров, чем способствует его общему медленному движению к подножию склонов, где действительно формируются шлейфы, но отнюдь не в результате плоскостного смыва. В некоторых случаях покрывающий склоны рыхлый покров при движении вниз встречает сопротивление, тогда возникают динамические напряжения, увеличивающиеся при обильном увлажнении подстилающих делювий водоупорных горизонтов или скоплений на них воды. Возрастающие в делювиальном покрове силы, очень часто мощные, снимаются при быстром, иногда мгновенном катастрофическом смещении материала вниз по склону с разрывом сплошности покрова. Так образуются многочисленные оползни, а также менее частые обвалы и осыпи. Динамика делювиального процесса в наиболее типичном выражении, характерном для гумидного пояса, видна из приведенной схемы (рис. 9.1). В залегающем на поверхности коренных пород Б блоке делювия А напряжение будет постоянно возрастать вследствие давления массы пород в направлении вектора Р; оно прямо пропорционально силам сцепления обломков, слагающих делювиальный слой, и обратно пропорционально трению, возникающему на плоскости Q, разделяющей коренные породы и делювий. Так как растительный покров препятствует свободному стоку дождевых осадков по склону, вода фильтруется в толщу делювия и смачивает поверхность Q. Если коренные породы играют роль водоупорного горизонта, то в целом силы трения между делювиальным плащом и коренными породами получают минимальные значения. Наступает момент, когда силы трения становятся меньше, чем требуется для удержания на склоне массы делювия, тогда происходит смещение пород блока А вниз.

Я имел возможность наблюдать гигантский оползень делювиального плаща на склоне долины р. Фрезер в провинции Британская Колумбия (Ка-





Рис. 9.2. Делювиальные оползни на склонах о-ва Сахалин, покрытых карликовым бамбуком (фото автора)

нада). Динамические напряжения в покрове делювия в результате увеличения его массы за счет постепенного медленного передвижения пород к основанию склона оказались настолько велики, что их снятие сопровождалось почти мгновенным сбросом нескольких десятков миллионов кубометров делювия на дно долины. Тот, кто посещал о-в Сахалин, мог видеть, что здесь главной формой делювиального склонового процесса являются непрерывные оползни самого различного масштаба (рис. 9.2). Климат этого района позволяет отнести остров к гумидной умеренной зоне (среднегодовая сумма осадков около 850 мм, среднегодовая температура 1,5–2°C). Вследствие обильных дождей склоны на острове быстро зарастают растительностью, в которой большая роль принадлежит карликовому бамбуку, препятствующему скатыванию воды по склонам – она фильтруется в делювий. Аналогичные условия развития делювиального процесса я наблюдал в Японии, в Скалистых горах, на Кавказе (рис. 9.3).

Имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что основной формой движения рыхлого материала на склонах является перемещение всего делювиального слоя без разрыва его сплошности или с разрывом, в случае которого процесс сопровождается оползнями. Это главный склоноформирующий фактор, который по масштабу сравним лишь с солифлюкционным течением грунтов по склонам в перигляциальном поясе. Поверхностный делювиальный смыв по сравнению с ним занимает доли процента и поэтому не является ведущей формой образования делювиального покрова.

Итак, к делювию следует относить топографически смещенные по склонам рыхлые отложения, формирующиеся в увлажненных условиях и перемещающиеся под действием силы тяжести (гравитации), которая проявляется в общем движении покрова рыхлых пород по склону. Это движение сопровож-



Рис. 9.3. Медленное движение делювиального покрова на склоне (передвинувшийся на 0,5–0,7 м бордюр асфальтированного шоссе, трещины вдоль полотна дороги). Кавказ, Черноморское побережье (фото автора)

дается оползнями, обвалами, отчасти осыпями и иногда плоскостным смывом. Продукты этих элементарных (частных) форм общего процесса объединяются в склоновый фациальный комплекс, наличие которого является специфической особенностью гумидного пояса.

Как видно из изложенного, сформулированные И. П. Герасимовым в упомянутой выше статье [Герасимов, 1976, с. 130–132] выводы не потеряли своей свежести, что свидетельствует о ненужности возникающих время от времени дискуссий по этой проблеме.

Иногда при некоторых благоприятных условиях делювиальный комплекс, хотя и недостаточно полно, развивается и в иной климатической обстановке, где он дополняет другие геологические явления. Тогда образуются сложные, с взаимными переходами гетерогенные отложения. В отдельных случаях покрывающие склоны породы образуются вне связи со склоноформирующими процессами (например, аллювий террас); имея иное генетическое происхождение, они, разумеется, не относятся к склоновому фациальному комплексу.

Предложенное понимание делювия предполагает исключение из его состава рыхлого материала, накапливающегося на склонах аридных областей в результате эоловой деятельности. Не относятся к делювию также солифлюкционные отложения перигляциального и гляциального поясов. Это не противоречит тому обстоятельству, что между делювием, эоловыми образованиями и солифлюкционными отложениями, в случае, если они развиваются на одной территории, границы представляются размытыми.

Таким образом, как делювиальный процесс, так и делювиальные отложения ограничены в природе не только провинциальными условиями развития, в соответствии с которыми проявляются контролирующие их факторы. Они являются специфической особенностью гумидного пояса и гумидного литогенеза в целом.

Солифлюкционное течение пород по склонам существенно отличается от делювиального процесса, развивающегося на них в иной, т. е. не перигляциальной обстановке. Обычно под солифлюкцией понимают движение или течение пород склонового фациального комплекса, происходящее под действием силы тяжести по поверхности мерзлого основания пород. В талом состоянии этот комплекс отличается переувлажненностью; регулярные или даже ритмичные фазовые переходы воды возбуждают в нем столь же регулярные напряжения, вызывающие сложные, сравнимые с турбулентными процессы и движения во всем объеме склонового рыхлого плаща. Течение по мерзлому основанию пород протекает с разными скоростями, что определяется характером мерзлой подстилающей поверхности, ее волнистостью. Солифлюкция сопровождается образованием на поверхности специфических форм, к которым относятся медальоны, каменные курумы или шестигранники, т. е. фигуры, формирующиеся с участием бенаровских тепломассообменных процессов. При больших скоростях течения пород по склону разрывается их сплошность, в результате чего возникают оползни, срывы, медальоны вытягиваются в полосы и т. д.

9.2. Распространение делювиальных и делювиально-солифлюкционных россыпей

Распространение делювиальных и делювиально-солифлюкционных россыпей в каждом конкретном рудном районе определяется прежде всего масштабами коренного оруденения, а затем соотношением речной сети с рудоконтролирующими структурами, иначе говоря, положением россыпеобразующих рудных формаций в рельефе.

Ю. А. Билибин (в частности, для золота) полагал, что в «обычных золотоносных районах площадь дна речных долин во много раз меньше, нежели площадь разделяющих их возвышенностей. Поэтому самая вероятность расположения золоторудного месторождения в пределах водораздельной возвышенности гораздо больше, чем на дне речной долины» [Билибин, 1963, с. 31]. Это положение, по его мнению, часто усугубляется и тем обстоятельством, что «золоторудные месторождения бывают локализованы в более крепких породах, которые обходятся избирательной эрозией в процессе формирования долин» [там же]. Исходя из этого, он утверждал, что «непосредственной связи в расположении долин и золоторудных месторождений, конечно, быть не может» [там же, с. 33]. Эти представления Ю. А. Билибина определяются его приверженностью к концепции связи золотого оруденения с интрузиями, которые, будучи в процессе развития рельефа и эрозионной деятельности достаточно устойчивыми к денудации, действительно образуют положительные формы рельефа (возвышенности, водоразделы и др.).

В период, последовавший за работами Ю. А. Билибина, были установлены коренные источники россыпей золота и других полезных ископаемых, локализующиеся в обширных тектонически ослабленных рудоконтролирующих линейных (или близких к ним по форме) структурах. При исследовании горных стран (Тянь-Шань, Скалистые горы, Северо-Восточная Азия и др.), как показано выше (см. гл. 7), была выявлена согласованная ориентировка подобных дизъюнктивных структур и складчатых сооружений, обычно подчеркнутых речной сетью: отличаясь повышенной проницаемостью, рудоконтролирующие структуры чрезвычайно благоприятны для развития эрозионных процессов.

Эта проблема достаточно детально рассмотрена мною в ряде работ на примере россыпей Яно-Колымского пояса. Установлено, что коренные месторождения и рудопроявления, особенно субформации прожилковых зон, свиты даек и кварцевых жил, группируются именно в такие линейные структуры, вдоль которых наиболее активно развивается эрозия и вырабатываются речные долины. Можно привести много примеров согласованности речной сети со складчатыми и дизъюнктивными структурами, сошлюсь только на реки Омчак (рис. 9.4) и Берелех (рис. 9.5), где делювиальные и солифлюкционные россыпи получили широкое развитие. Река Омчак выработала долину вдоль осевого шва крупного разлома, который контролирует рудную зону.

Долина р. Берелех [Шило, 1961], особенно в среднем течении, также выработана вдоль густой сети разрывных нарушений в виде нескольких полос (зон), протягивающихся в северо-западном направлении. Крупный разлом, к которому приспособляется речная сеть бассейна (за исключением тех случаев, когда водотоки отклоняются тектоническими впадинами – Верхне-Берелехской, Средне-Берелехской, Толонской и Аркагалинской, сформировавшимися от мела и до позднего плейстоцена), является одновременно рудоконтролирующей структурой и служит границей сопряжения высокогорного и низкогорного рельефа.

Замечу, что на аналогичную закономерность в Ангаро-Енисейском поясе обратила внимание Е. Я. Синюгина [1965]. Она подчеркивает, что «положение рудных источников именно в контурах долин вполне закономерно. Оно обусловлено или совпадением речных долин и рудных зон, если и те и другие приурочены к одним и тем же дизъюнктивным нарушениям, или тем, что речные долины вскрывают богатые рудные узлы, нередко образующиеся при пересечении двух нарушений...» [с. 205].

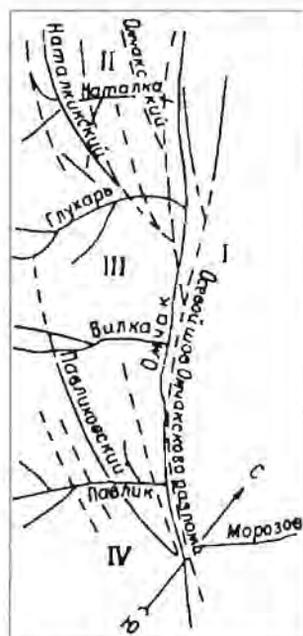


Рис. 9.4. Схематический план основных швов Омчакского разлома по Е. П. Машко [Шило, 1961, с. 22]: сплошные линии – установленные разломы, штриховые – предполагаемые; I–IV – блоки, заключенные между нарушениями



Рис. 9.5. Схема строения поверхности бассейна р. Берелех. Составлена З. П. Хомяковой и Н. А. Шило [Шило, 1961, с. 23]: 1 – зона высокогорного рельефа; 2 – участки среднегорного рельефа; 3 – зона низкогорного рельефа; тектонические впадины: ВВ – Верхне-Берелехская, Т – Толонская, СБ – Средне-Берелехская, А – Аркагалинская; М – место находки трупа Киргизского мамонта «Димы» (возраст 8 мес, геологический возраст находки около 40 тыс. лет).

Тот же признак, характеризующий распределение россыпей, очень ярко представлен в Восточном Саяне, где, по А. М. Хазагарову [1965, с. 190], «древние долины в большинстве своем приурочены к зонам разломов... В Балыксинском районе долины рек Федоровка, Ортон и Магыза совпадают с рудоносными зонами северо-восточного направления». Молодые и древние

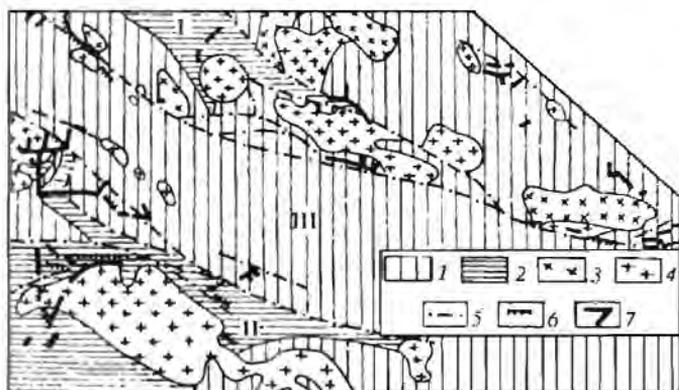


Рис. 9.6. Схема распространения золотоносных россыпей в Восточном Саяне [Хаззагаров, 1965]: I-II – зоны прогибания, III – область поднятия; осадочно-вулканогенные образования: 1 – докембрийские, 2 – кембрийские; гранитоидные интрузии: 3 – протерозойские, 4 – каледонские; 5 – зоны разломов; 6, 7 – древние и молодые россыпи золота

россыпи в пределах Восточно-Саянского антиклинория полностью контролируются разломами, вдоль которых благодаря их высокой проницаемости выработывались водотоками долины двух поколений (рис. 9.6).

С аналогичной, в сущности, обстановкой мы сталкиваемся и на восточных склонах Северного Урала, где «мезо-кайнозойские депрессии... приурочены к узким тектонически нарушенным зонам...» [Хрыпов, 1965, с. 214].

Очевидно, что как названные, так и многочисленные не приведенные здесь примеры из разных районов гумидного и перигляциального поясов свидетельствуют о связи речной сети с рудоконтролирующими структурами. Этот вывод опровергает представления Ю. А. Билибина.

По его мнению, подавляющее большинство коренных источников находится вне флювиальной деятельности водных потоков. В связи с этим, согласно его концепции, делювиальные россыпи в гумидном и солифлюкционные в перигляциальном поясах рассматриваются в качестве естественного признака, полностью отражающего потенциальные возможности рудных районов.

Между тем в действительности россыпи характеризуют особенности пространственного развития и масштабы лишь той части коренного оруденения, которая подвергается склоновой денудации, причем в силу подвижности обычно даже преувеличиваются площадные размеры рудных полей. Вместе с тем из факта связи речной сети с рудоконтролирующими структурами следует и другой важнейший вывод: делювиальными и делювиально-солифлюкционными процессами захватывается только незначительная часть коренных источников, поэтому размещение тех или иных склоновых россыпей не отражает действительной картины пространственного развития всего коренного оруденения данного конкретного рудного района и тем более его масштабов.

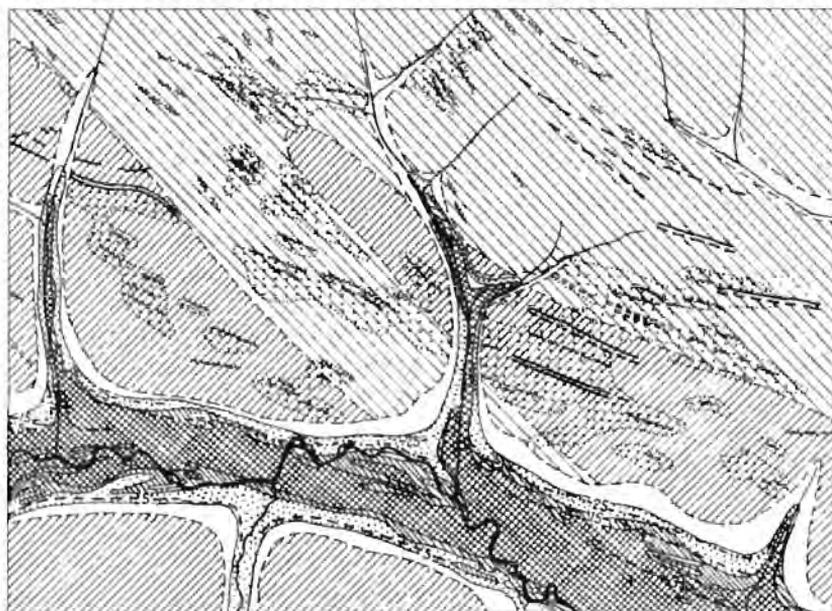
9.3. Положение россыпей на склонах

Наиболее ярко делювиальные и делювиально-солифлюкционные россыпи проявляются в перигляциальном поясе в силу чрезвычайно интенсивных делювиально-солифлюкционных процессов на склонах в тех районах, где формирование рельефа происходит под влиянием активных неотектонических восходящих движений. В этом отношении показателен Северо-Восток России, где делювиально-солифлюкционные отложения широко распространены на водоразделах и в междуречных пространствах всех речных систем, на площадях в десятки и даже сотни квадратных километров. Такому широкому развитию сопутствует интенсивная (до 5% кварцевого материала от массы коренных пород) насыщенность подвергающихся денудации осадочных толщ рудными образованиями. Следовательно, площадные размеры элювиальных отложений находятся в соответствии с масштабом проявленной здесь элювиальной и коренной металлоносности. Делювиальная металлоносность по сравнению с коренной нередко значительно больше выражена по площади, что затрудняет использование металлометрической съемки при поисках месторождений.

Ореолы рассеяния шлиховых минералов в склоновых отложениях рудных полей, их форма и характер концентрации рудного вещества свидетельствуют о современных процессах россыпеобразования, а также о непосредственной связи россыпей с рудными зонами или отдельными телами. Это хорошо иллюстрируется приведенным выше примером (рис. 9.7). На схеме видно, как контуры металлоносных отложений расширяются во все стороны и непосредственно переходят в контуры делювиально-солифлюкционных, что отражает ограниченность делювиальных россыпей в условиях интенсивного развития перигляциальных процессов, связь делювиально-солифлюкционных отложений со склоновым фациальным комплексом и его значительную подвижность. По составу отложений и ряду других признаков можно говорить об их известной геологической обособленности и вместе с тем о связи с различными генетическими типами пород, причем между теми и другими существуют постепенные переходы.

Делювиальные и делювиально-солифлюкционные россыпи, будучи тесно связаны с порождающим их металлоносным элювием, во всех случаях берут от него свое начало. Однако их дальнейшая жизнь зависит, по-первых, от типа элювиальных россыпей (принадлежность к оксидным, каолиновым или иным корам выветривания и др.), во-вторых, от характера склоновых процессов, которые, как известно, определяются многими факторами, в том числе крутизной склонов и климатической обстановкой.

По приуроченности к рельефу склонов среди делювиальных и делювиально-солифлюкционных россыпей выделяются собственно склоновые, деллевые и шлейфовые. Два первых вида в основном обязаны формированию делювиальных плащей, причем деллевые отложения я рассматриваю как эмбриональную форму ложковых образований. Таким образом, собственно склоновые и деллевые россыпи прекращают существование на стадии переработки в деллях или в ложках в аллювиальные. Конечной формой проявления солифлюкционных процессов, а также формируемых ими делювиальных



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11

Рис. 9.7. Схема размещения элювиальных, делювиально-солифлюкционных и аллювиальных россыпей в бассейне р. Малый Ат-Юрях (Северо-Восток России): 1 – аллювиальные отложения; 2 – бровки террас и их высоты (в м); 3 – сланцы и песчаники нижней юры; 4 – песчаники и сланцы верхнего триаса; 5 – дайки порфиоровые; 6 – кварцевые жилы; 7 – дайки и минерализованные зоны дробления; 8 – элювиальные и делювиально-солифлюкционные россыпи, 9–11 – аллювиальные россыпи с различной концентрацией рудного минерала

покровов являются шлейфовые россыпи, перерабатываемые в долине флювиальными процессами непосредственно в аллювиальные россыпи.

9.4. Строение делювиальных и делювиально-солифлюкционных россыпей и распределение в них рудных минералов

Отличительной особенностью делювиальных и делювиально-солифлюкционных россыпей перигляциального пояса является отсутствие в них заметных концентраций рудного вещества даже в тех случаях, когда они непосредственно через металлоносный элювий связаны с богатыми рудными месторождениями. Такое распределение, в частности, золота или касситерита определяется солифлюкцией, которая препятствует дифференциации вещества на рудные и породообразующие минералы. Как было показано выше, процесс накопления полезных компонентов на водораздельных пространствах сопровождается их рассеянием в делювиально-солифлюкционной массе, он подавляется также интенсивным перемешиванием рыхлых отложений, обогащенных глинистым материалом. Отделение рудного вещества от жильного материала в перигляциальной обстановке тормозится еще и особым характером

физического и химического выветривания: по склонам в долины водотоков, где происходит их полное вскрытие, рудные минералы транспортируются заключенными в жильной породе. Своеобразие водораздельного и склонового фациальных комплексов россыпей хорошо просматривается на рис. 9.7. Здесь показаны водотоки, размывающие рудное поле, которое включает дайковые, кварцево-жильные рудные тела и прожилковые зоны, обеспечивающие накопление рудных минералов в аллювиальных россыпях, а элювиальные и делювиально-солифлюкционные отложения содержат лишь наиболее легкую фракцию шлихового комплекса. Все это позволяет проследить сложные пути миграции рудного вещества по склонам долин.

В вертикальном разрезе покровных отложений рудных полей наблюдается неравномерное распределение рудного вещества. Около рудных тел оно находится только в элювии, по мере удаления от них фиксируется в средних, а затем в верхних слоях рыхлого материала. При этом максимальная удаленность от коренного источника, где россыпеобразующие минералы встречаются в верхних горизонтах, измеряется несколькими десятками метров, причем даже на этом расстоянии они присутствуют на глубине до 0,7–1 м от поверхности – в цементирующих щебень делювиально-солифлюкционных глинах. Нередко поля металлоносных склоновых обложений имеют хорошо выраженные полосы, часто вытянутые вдоль простирания рудных тел. Их ширина колеблется от 20 до 200 м, размеры крайне невыдержанны: характерны перемены, раздувы и резкие выклинивания, иногда полосы разделяются на узкие струйки. Невыдержанность металлоносных площадей отражает своеобразие строения рудных полей, распределения в них кварцевых жил, даек и минерализованных зон, а также неравномерность рудной минерализации. Решающее значение в концентрации полезного компонента в рыхлом покрове все же обычно принадлежит поверхности склонов.

В шлиховом материале отложений наблюдается значительное содержание, в частности золота, представленного очень мелкими пылевидными (от 0,2 до 0,8 мм) зернами, иногда с округлыми очертаниями, пластинками, палочками, табличками и дендритовидными формами. Присутствуют также пирит, арсенопирит, касситерит, шеелит, вольфрамит, галенит и др. В целом состав шлихов повторяет минералогию рудных тел.

9.5. Гетерогенные россыпи

Развитие делювиального процесса завершается флювиальной переработкой материала склонового фациального комплекса обычно в ложбинках, небольших распадках, верховьях ручьев и т. д. Связанные с этими отложениями россыпи могут рассматриваться как эмбриональная форма аллювиальных. Делювиально-аллювиальные россыпи как бы начинают аллювиальные. Этим определяются особенности их пространственного положения, строения и др. Для таких россыпей характерен слабо обработанный разнофракционный обломочный материал, в перигляциальном поясе он обычно сцементирован делювиально-солифлюкционными глинами и суглинками

гумидном – глинисто-каолиновым веществом. Делювиально-аллювиальные россыпи встречаются в различных рудных районах, но роль их в балансе запасов весьма незначительна.

Литологические особенности металлоносных делювиально-аллювиальных отложений и характер распределения в них рудных минералов отчетливо прослеживаются на Северо-Востоке России, в Сибири, на Урале и в других провинциях. В качестве интересного примера можно сослаться на ручей, в долине которого аллювиальная

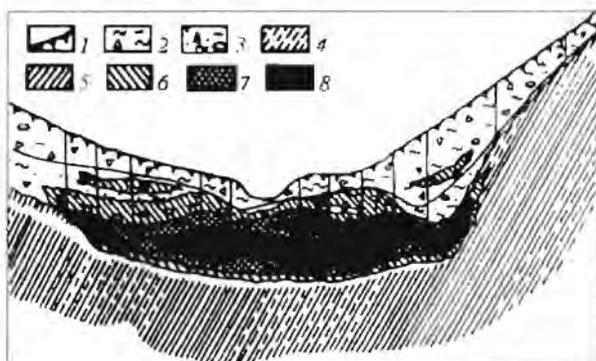


Рис. 9.8. Разрез продуктивных делювиально-аллювиальных отложений руч. Натолкина (Северо-Восток России): 1 – растительный слой; 2 – делювиально-солифлюкционный щебень, сцементированный суглинком; 3 – щебень с галечником, сцементированный глинистым материалом; 4 – трещиноватые глинистые сланцы; 5 – плотные глинистые сланцы; 6-8 – отложения с различной степенью золотоносности

россыпь образована за счет размыва ближайшего рудного месторождения (рис. 9.8). Здесь рыхлые отложения, залегающие в верхней части долины, образуют двухъярусный разрез. Его нижняя часть представлена делювиально-аллювиальными отложениями, в которых существенную роль играет щебень. В этих отложениях встречаются значительные концентрации слабоокатанного рудного минерала. В верхней части разреза залегают делювиально-солифлюкционные отложения. Высокие концентрации рудных минералов в этих отложениях определены тем, что распадок размывает рудную зону с повышенной эрозионной податливостью, вследствие чего он легко образует по ней свою долину. Рассматриваемые россыпи занимают промежуточное положение между типичными делювиальными, или делювиально-солифлюкционными, и аллювиальными, для них характерны черты как тех, так и других.

Нередко склоновыми делювиальными процессами перерабатываются отложения, относящиеся к иному, чем элювий, генезису, в частности аллювий террас. Если он металлоносный, то образуются аллювиально-делювиальные россыпи. Они широко распространены в районах, где аллювий, выведенный из сферы действия флювиальных процессов в результате превращения днищ долин в террасы, подвергается переработке склоновыми процессами. В перигляциальном поясе большую роль в деформации террас и их переработке играет солифлюкция. Террасы, деформированные процессами денудации, иногда называют террасоувалами. Поэтому россыпи, связанные с этими формами рельефа, можно называть террасоувальными. Однако необходимо иметь в виду, что на террасоувалах могут залегать аллювиальные россыпи, не переработанные денудацией, их, конечно, нельзя относить к рассматриваемому типу аллювиально-делювиальных россыпей. Будучи различными по происхождению, эти

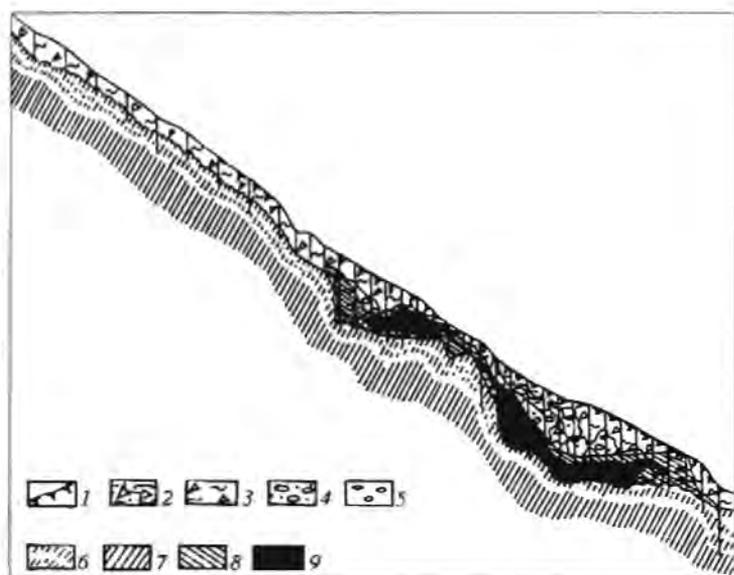


Рис. 9.9. Разрез аллювиально-делювиальных отложений пологого склона долины южной экспозиции (бассейн р. Колыма): 1 – растительный слой; 2 – делювиальный щебень, сцементированный илистым материалом; 3 – делювиальный щебень, сцементированный глиной; 4 – галечники со щебнем и глиной II террасы; 5 – галечники со щебнем и суглинком III террасы; 6 – элювий и трещиноватые коренные породы; 7 – плотные коренные породы; 8, 9 – отложения с различной концентрацией золота

россыпи отличаются между собой строением, условиями залегания и распределением в рыхлом материале того или иного полезного компонента.

Образование аллювиально-делювиальных россыпей хорошо иллюстрируется разрезом рыхлых отложений долины южной экспозиции в зоне развития вечной мерзлоты (рис. 9.9). Здесь аллювиальные рудоносные отложения III террасы, захваченные склоновой денудацией, перерабатываются и преобразуются в аллювиально-делювиальные россыпи. Их наиболее яркая отличительная черта состоит в совместном присутствии в слагающих россыпи отложениях окатанной гальки, щебня, делювиальных глин, растительных остатков и т. д. Рудные минералы обычно хорошо окатаны, иногда покрыты оксидами железа. Значение таких россыпей определяется богатством деформирующихся (уничтожающихся) аллювиальных россыпей, характером склонов речных долин; в перигляциальном поясе большое значение имеет также ориентировка склонов к странам света, интенсивность солифлюкционных процессов и др. Например, при прочих равных условиях вероятность образования подобных россыпей на склонах южной экспозиции, где процессы солифлюкции протекают интенсивнее, всегда больше, чем на северных.

Таким образом, если делювиально-аллювиальные россыпи являются начальной стадией образования аллювиальных россыпей, то аллювиально-делювиальные представляют конечную стадию их эволюции.

10. АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

10.1. Аллювиальный процесс и россыпеобразование

Особенно ярко действие воды как ведущего агента континентального литогенеза проявляется в ходе развития флювиальных процессов при формировании речной сети. По мере переработки в речных долинах элювиальных, делювиальных или солифлюкционных отложений, а также связанных с ними россыпей наступает аллювиальная стадия континентального пороодообразования. При наличии выведенных на дневную поверхность россыпеобразующих формаций или иных источников рудного вещества (оксидные и другие коры химического выветривания и др.) в эту стадию образуются аллювиальные месторождения. Чаще всего они представлены сложным комплексом взаимно связанных россыпей, различающихся по возрасту, морфологии, строению, условиям залегания, а также по промышленному значению. Например, как показали подсчеты А. А. Сапрыкина [1994], в бывшем Советском Союзе ведущую роль играли аллювиальные месторождения, из которых извлекалось 92% золота, добывавшегося из россыпей.

Выделяются две промышленно неравнозначные группы аллювиальных россыпей: пойменные и внепойменные. Некоторые месторождения включают как те, так и другие или состоят из одной элементарной россыпи.

В группу пойменных россыпей объединяются щеточные, русловые, косовые и долинные, т. е. непосредственно связанные с деятельностью современных водотоков. Так как флювиальные процессы в пределах речных пойм обычно очень чутко реагируют на колебания физико-географической обстановки, то и россыпи подвержены изменениям в зависимости от типа литогенеза. Разумеется, он не только оказывает влияние на фациальную изменчивость аллювиальных свит, но и определяет разнообразие связанных с ними россыпей, приобретающих специфические черты в различных литогенетических поясах: гляциальном, перигляциальном, гумидном, а также часто и в семиаридных условиях.

К внепойменным относятся террасовые, террасоувальные и водораздельные россыпи, иначе говоря, такие аллювиальные металлоносные отложения, которые на современной поверхности суши выведены из сферы деятельности флювиальных процессов. Особое положение занимают водораздельные россыпи, так как они не только не связаны с современной речной сетью, но, будучи приподнятыми над ней, в пространственной ориентировке еще и не совпадают с последней.

В соответствии с морфоструктурными особенностями поверхности Земли (см. разд. 5) можно выделить россыпи равнинных и горных водотоков. Состав их аллювиальных отложений неодинаков, в нем неравнозначно представлены главнейшие фации аллювия – русловая, пойменная и старичная. Сейчас накоплен материал, свидетельствующий о том, что и строение аллювиальных свит в горных долинах отличается от классического профиля равнинных рек.

Изучение россыпей разных районов мира показывает неодинаковую роль очень важных в формировании содержащих рудные минералы аллювиальных отложений динамических фаз: инстративной, перстративной и констративной.

Впервые, хотя и в несколько упрощенной форме, представления об этих фазах были сформулированы В. В. Ламакиным [1948]. Он установил, что процессы образования инстративного аллювия – на врезающихся участках речных долин, перстративного – на находящихся в состоянии динамического равновесия участках и констративного – на участках аккумуляции аллювия оказывают разное влияние на концентрацию в речных отложениях практически всех россыпеобразующих минералов. Рассматривая эти фазы, В. В. Ламакин полагал, что каждая фаза вслед за сменой флювиальной деятельности водотоков полностью замещает другую во времени и пространстве. Но легко понять, что только поймы врезающихся рек могут быть сложены аллювием одной фазы, тогда как участки аккумуляции аллювия должны слагаться отложениями всех трех динамических фаз. Если глубже вникнуть в динамику флювиальных процессов, то можно заметить, что с прекращением врезания реки инстративный аллювий не перерабатывается в перстративный, а лишь перекрывается им. Точно так же и констративный аллювий, перекрывая отложения перстративной фазы, может залегать непосредственно и на инстративных отложениях, в частности в погребенных каньонах. В равновесных условиях работа руслового потока вслед за аккумуляцией сопровождается образованием отложений перстративной фазы, которые ложатся на констративный аллювий. Таким образом, уже сформированный аллювиальный слой может уничтожаться только при врезании водотоков, и тогда он замещается инстративным аллювием, который в этом случае ложится на коренные породы (плотик) ложа долины.

Из сказанного очевидно, что пойменная и старичная фации аллювия не характерны для инстративной фазы, а в перстративной и констративной, как правило, занимают подчиненное положение. Такое соотношение членов фациального ряда аллювиальных отложений с динамическими фазами соответствует специфике процессов, сопровождающих формирование россыпей: интенсивной переработке обломочного материала, его дифференциации и концентрации россыпеобразующих минералов на определенных участках.

По представлениям В. В. Ламакина, обычное преобладание пойменного аллювия над русловым указывает на его принадлежность к констративной фазе. Против этого возражал Е. В. Шанцер [1951], описавший характерные только для перстративной фазы особенности состава руслового аллювия. Как считает сам автор, приведенная в его работе схема строения аллювиальных свит «наиболее полно отражает фазу перстративного аллювия». Вместе с тем он утверждает, что она также «действительна для всех трех динамических фаз В. В. Ламакина» [там же, с. 37]. Однако, как показано И. П. Карташовым и мною [Карташов, Шило, 1960], разновидности руслового аллювия, свойственные инстративной и констративной фазам, отличаются генетическими и литологическими особенностями, за которыми кроются существенные различия и процессов россыпеобразования, поэтому представляется более пра-

вильным рассматривать плотиковый аллювий инстративной фазы и покровный констративной как самостоятельные фации.

В ходе развития аллювиального процесса складываются принципиальные различия между пластовыми и косовыми россыпями. Однако их не следует противопоставлять, так как прирусловые отмели и косы несопоставимы по своей роли в формировании аллювиальных свит. В лучшем случае прирусловым отложениям может быть отведена роль равноправного члена группы пойменных россыпей.

Описанная здесь в таком плане схема аллювиального процесса в общих чертах соответствует природной обстановке, так как учитывает формирование отложений различных динамических фаз, сопровождающихся концентрацией рудного вещества. Однако в долинах горных рек процесс усложняется гравитационно-диффузионными обменными явлениями, что выражено образованием плотикового аллювия, в составе которого присутствует материал, принесенный в результате кольматажа и инфильтрации (к этому вопросу я вернусь при рассмотрении россыпей, образовавшихся в речных долинах с нормальной мощностью аллювия).

Из сказанного следует, что аллювиальный процесс и связанное с ним россыпеобразование основаны на физическом взаимодействии отдельных компонентов твердого вещества с водой как главным членом системы. В ходе преобразований обломочного материала в водно-аллювиальной среде осуществляется концентрация рудных минералов, достигающая при определенных гидродинамических условиях промышленного содержания в пласте. В целом такой процесс нельзя рассматривать как чисто геохимический. Между тем подобную трактовку считает возможной В. А. Кузнецов [1973], несмотря на то что в результате кропотливой работы он все же вынужден был признать, что «в речных отложениях повышенные концентрации элементов часто являются результатом сочетаний механических, солевых и водных ореолов рассеивания, формирующихся в различных фациальных и ландшафтных условиях» [с. 259]. Следует уточнить: главнейшими факторами формирования ореолов рассеивания рудного вещества в ходе аллювиального процесса являются физические, гидродинамические и литогенетические явления; геохимическое поле отражает лишь гидродинамическую, а в перигляциальном и в гумидном тропическом поясах – и термодинамическую деятельность водного потока. Это существенно отличает аллювиальное россыпеобразование от делювиального и особенно от элювиального, где ведущими являются геохимические процессы и именно их характер определяет скорость и особенности концентрации рудных компонентов.

С учетом этих, совершенно необходимых для правильного понимания генезиса россыпных месторождений, замечаний по динамике русловых процессов и их роли в россыпеобразовании можно остановиться на наиболее ярких чертах содержащих рудные минералы речных отложений. Все сказанное в равной мере может быть распространено на золото, платину и минералы, близкие к ним по величине константы гипергенной устойчивости, а наиболее общие положения – на все россыпеобразующие минералы.

10.2. Щеточные, русловые и косовые россыпи

Щеточные, русловые и косовые россыпи объединяются общностью процесса образования, связанного с деятельностью водотоков в руслах, где происходит переработка ранее возникших долинных или террасовых россыпей и концентрируется рудный материал, непосредственно поступающий из коренных источников с делювиальными или солифлюкционными отложениями, а в поясе развития гляциального литогенеза – изредка и с ледниковыми.

Образование этих россыпей и их широкое распространение в том или ином рудном районе являются признаком совершенно определенного тектоно-геоморфологического развития территории: они возникают и формируются в условиях умеренных восходящих колебательных движений поверхности.

Великолепной иллюстрацией такого процесса может служить северо-восточная часть Сибирской платформы, где открыто около 100 алмазонасных, главным образом русловых с широким развитием щеточных и косовых россыпей, некоторые из них имеют значительную протяженность. Например, Эбеляхская аллювиальная россыпь прослежена почти на 100 км. Основная часть их сопряжена с локальными тектоническими поднятиями: Анабарским, Оленекским, Уджинским и с более мелкими структурами, в рельефе выраженными положительными формами: Эбеляхской, Куойско-Далджынской, Соололийцкой, которые сосредоточены в пределах восточного склона Анабарской синеклизы. Изучавшие эти россыпи А. В. Толстой, С. А. Граханов, А. В. Округин, А. И. Дак и др. отнесли 34 объекта к промышленным месторождениям [Граханов, 2001].

Поэтому при равных металлогенических и минерагенических условиях отсутствие подобных россыпей указывает на преобладание нисходящих движений, особенно показательно в этом случае развитие впадин и тектонических прогибов.

Щеточные, русловые и косовые россыпи образуются в ходе проявления одной или даже всех трех динамических фаз формирования аллювия.

Русловые россыпи в некоторых районах мира, причем в тех местах, где происходит флювиальная переработка террасовых или долинных отложений, а также промежуточных источников (древних толщ) с той или иной концентрацией полезного компонента (россыпеобразующего минерала), могут стать промышленными. Но и при этом в них, как правило, заключена ничтожная доля запасов аллювиальных (долинных или террасовых) россыпей тех же речных систем. Вместе с тем щеточные и косовые россыпи свидетельствуют о масштабе, а нередко и интенсивности рудной минерализации района; часто они представляют интерес и как объекты, указывающие на общие тектоно-геоморфологические условия формирования аллювиальных месторождений.

Щеточные россыпи

К щеточным относятся россыпи с концентрацией металла или минерала в трещинах коренных пород, обнажающихся в зоне прирусловых отмелей, где отсутствует аллювиальный чехол, который срывается и удаляется течением

при определенных гидродинамических условиях на тех или иных участках речного русла. Эти россыпи, таким образом, отражают совершенно определенную тектоно-геоморфологическую обстановку развития речной сети и формирования аллювиальной свиты. Это весьма оригинальные образования, возникающие на участках врезания водотоков в коренные породы. Они встречаются на перепадах, в зоне передового фронта врезания, где эрозионная деятельность рек по тем или иным причинам замедляется. В таком случае изменение динамической силы водного потока сразу же сказывается на концентрации минералов, среди которых в первую очередь осаждаются наиболее тяжелые. Впоследствии при уменьшении силы водного потока отложения с рудными минералами могут покрываться более легким, аллювиальным, материалом, и тогда щеточные россыпи преобразуются в косовые или русловые.

Щеточные россыпи представляют интерес как геологические образования, возникающие за счет переработки других типов россыпей в этапы выраженных неотектонических движений, при обновлении геоморфологической обстановки, например после ликвидации оледенения или в условиях начавшихся поднятий земной поверхности. Мне нередко приходилось наблюдать их в местах эрозионного разрушения выступающих в руслах коренных месторождений, представленных более крепкими породами, чем вмещающие их, например, дайками и кварцевыми жилами, которые создают препятствия врезанию рек в форме поперечных гребней, и т. д.

Русловые россыпи

К русловым россыпям следует относить не перекрытый речными отложениями других фаций продуктивный аллювий пристрежневой части русла, совмещенной с плотиковой зоной. Аллювий находится в сфере деятельности водного потока, следовательно, россыпи образуются главным образом в стадии его врезания. Для русловых россыпей, вследствие неодинакового хода процесса концентрации россыпеобразующих минералов во время врезания и в стадию динамического равновесия и аккумуляции аллювия, характерно накопление минералов в плотиковой фации и их частичное рассеивание в надплотиковых отложениях.

Изучение русловых россыпей, например золота, показало, что наибольшие концентрации рудного вещества приурочиваются к плотиковой фации в нижних горизонтах аллювия. Правда, иногда промышленные содержания встречаются в русловом аллювии, залегающем над плотиком. Но концентрации минералов не могут быть высокими частично потому, что скорость поступления рудного вещества из разрушающихся коренных источников в речную долину меньше, чем скорость протекающих здесь флювиальных процессов.

Россыпеобразующие минералы, поступающие в русло в стадию динамического равновесия, когда водный поток не соприкасается с аллювием плотиковой фации, образуют на разных уровнях аллювиальных отложений многочисленные мелкие металлоносные струи, линзы, вытянутые вдоль русла ленты и др. Подобный характер строения может быть проиллюстрирован многочисленными примерами, в частности он показан на рис. 10.1.

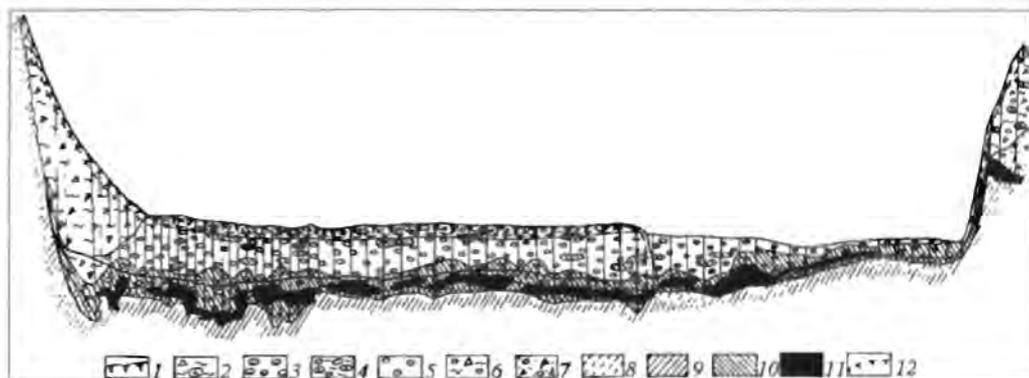


Рис. 10.1. Разрез аллювиальных отложений и положение в них плитковых и надплитковых россыпей в долине р. Омчак (бассейн р. Колыма): 1 – растительный слой; 2 – делювиально-солифлюкционные щебни; 3 – пойменный галечник с гравием, грубозернистым песком и серым суглинком; отложения I террасы: 4 – ил серый (пойменная фация) с галькой и линзами льда, 5 – галечник с песчаным суглинком, 6 – галечник со щебнем, связанный суглинком; 7 – отложения III террасы (галечник со щебнем, сцементированный суглинком); 8 – трещиноватые коренные породы; 9 – плотные коренные породы; 10, 11 – различные концентрации золота; 12 – граница мерзлоты

Аналогичные скопления содержащего полезные минералы материала с низкими концентрациями в аллювии рудного вещества формируются и в покровной фации, образующейся в стадию флювиальной аккумуляции. Здесь гравитационной дифференциации отложений еще в большей степени препятствует их быстрое накопление, поэтому рудные минералы не концентрируются в основании покровного аллювия, а рассредоточиваются по всей его толще, образуя небольшие гнезда, линзы, пропластки, вытянутые и быстро выклинивающиеся ленты и т. д. Процесс формирования сложной русловой россыпи в стадию флювиальной аккумуляции часто ярко проявляется при заполнении аллювием каньонов. Впоследствии россыпь каньонообразной долины может быть погребенной более молодыми отложениями (рис. 10.2). Но такие россыпи формируются уже в долинах с повышенной мощностью аллювия и поэтому относятся к совершенно другому типу месторождений.

Мною установлено, что в концентрации (накоплении) рудного вещества в плитковом и в надплитковом аллювии имеются известные различия, причем они определяются различиями не только в условиях для развития процессов гравитационной сортировки, но, по-видимому, и в характере обстановки для переработки обломочного материала, в котором заключено рудное вещество. Эта переработка с наибольшей активностью протекает в стадии врезания, т. е. при формировании русловым потоком фаций плиткового аллювия. Между тем Ю. А. Билибин [1938] относил к русловым россыпям также «русловые металлоносные струи, возникающие уже после образования главной россыпи» [с. 183], т. е. в стадию равновесия. Как очевидно из изложенного выше, прекращение врезания неизбежно приводит к перекрытию плиткового аллювия отложениями прирусловых отмелей и пойменной фа-

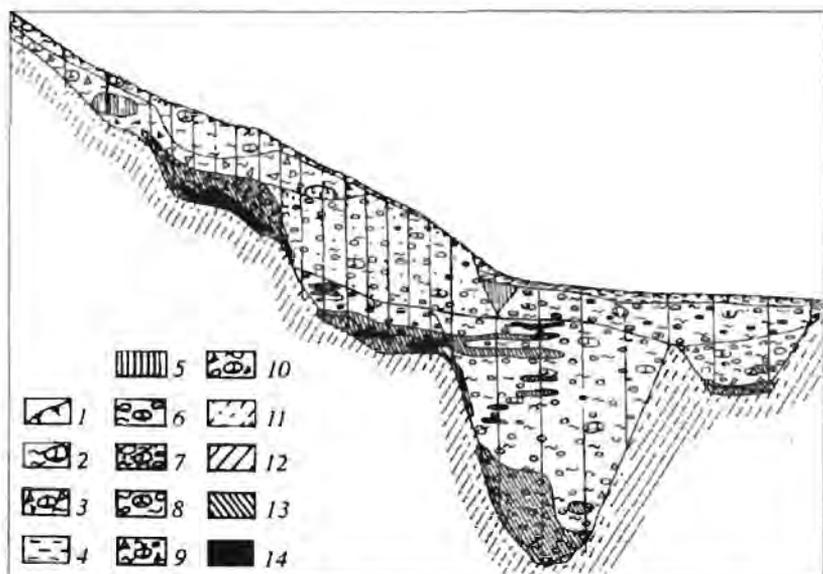


Рис. 10.2. Разрез продуктивных отложений каньонобразной долины руч. Деглекан (бассейн р. Колыма), погребенной молодыми аллювиальными отложениями с плотиковыми и надплотиковыми россыпями: 1 – растительный слой; 2 – делювиально-солифлюкционный суглинок с линзами льда; 3 – делювиально-солифлюкционный щебень, связанный суглинком; отложения современной поймы – второй стадии разработки долины; 4 – ил серый, 5 – линзы торфа, 6 – цементированный песчано-глинистым материалом галечник с линзами льда; 7 – галечник II террасы, связанный суглинком; 8 – отложения каньона (галечник со щебнем, цементированный суглинком); 9 – отложения I террасы первой стадии разработки долины (галечник со щебнем и линзами льда, цементированный песчаной глиной), 10 – отложения II террасы первой стадии разработки долины (галечник со щебнем, плотно цементированный желто-бурой глиной); 11 – трещиноватые коренные породы, 12 – плотные коренные породы (глинистые и песчано-глинистые сланцы); 13, 14 – различные концентрации золота

ции, следовательно, к превращению русловой россыпи в долинную. В связи с этим мне хотелось бы проиллюстрировать процесс превращения русловой россыпи в долинную разрезом, приведенным на рис. 10.3. Как видно по профилю, молодая долина, врезанная в коренные породы, заполняется аллювием русловой и пойменной фаций. Эту россыпь, как и все подобные ей, уже нельзя относить к русловой. Примером соотношения русловых россыпей с другими типами может служить долина нижнего течения р. Среднекан в бассейне р. Колыма (рис. 10.4).

В рудных районах русловые россыпи получают распространение, во-первых, при непосредственном размыве коренных источников, если последние вскрываются прямо в днище речной долины. В этом случае зона формирования россыпей располагается ниже молодого врезания водотока. Во-вторых, россыпи образуются на тех участках долин, где происходит врезание реки, сопровождающееся размывом ранее образованных долинных или террасовых россыпей, с которыми русловые россыпи пространственно обычно находятся в единых контурах металлоносных отложений. Первая разновидность

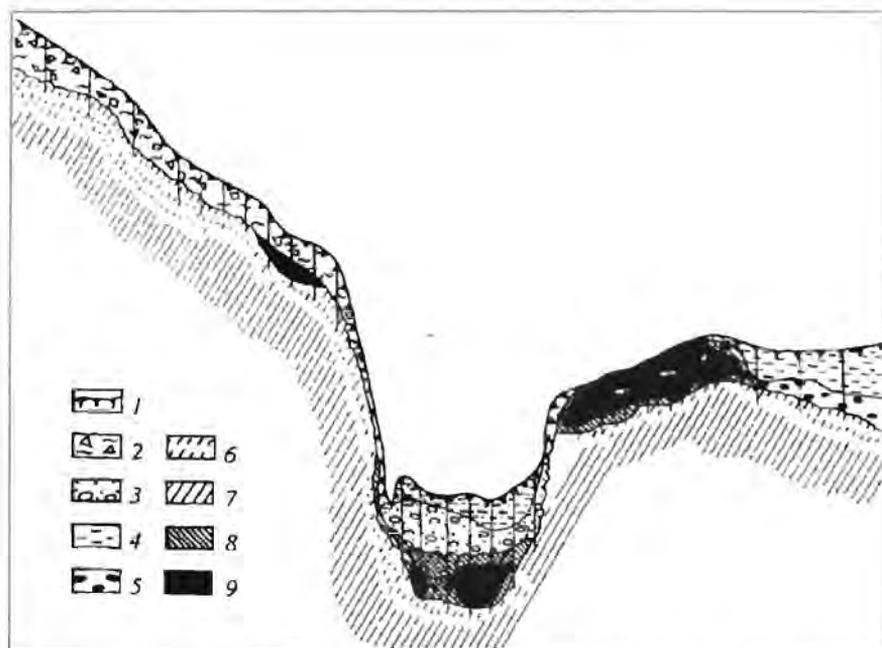


Рис. 10.3. Разрез продуктивных отложений молодой долины руч. Спокойного (бассейн р. Колыма): 1 – растительный слой; 2 – делювиально-солифлюкционный щебень с глиной; 3 – аллювиальные ил и галечники поймы террасы; 4 – ил песчаный II террасы; 5 – галька с песком II террасы; 6 – элювий и трещиноватые коренные породы; 7 – плотные коренные породы; 8, 9 – различные концентрации золота

россыпей встречается значительно реже, чем вторая. Это объясняется более широким развитием процессов расчленения и переработки потоками ранее образованных долинных и террасовых россыпей и перетолжением металлоносного материала в молодые долины, а точнее – непосредственно в русло, по сравнению со случаями прямого разрушения рудных месторождений водным потоком.

Косовые россыпи

К косовым россыпям относятся металлоносные отложения прирусловых отелей.

Ю. А. Билибин [1938] считал, что они образуются за счет переносимых во взвешенном и «полувзвешенном» состоянии мелких зерен полезного ископаемого. Однако более поздние (мои и других авторов) исследования показали, что в таких россыпях крупность минералов, в частности золота, платины, касситерита и некоторых других, превосходит средний размер зерен, относимых к классу легко мигрирующих в водном потоке. Более того, в формировании кос главную роль играет материал, переносимый волочением и перекачиванием по дну. Этим объясняется отсутствие косовых россыпей,

связанных с пойменной и старичной фациями, которые слагаются осадками, транспортируемыми во взвешенном состоянии.

В долинах горных водотоков косовые россыпи обычно сложены существенно грубообломочным материалом, в предгорной части тех рек, где скорость водотоков падает, — гравийно-песчаными осадками, а в долинах равнинных рек всегда представлены песками с примесью глинистого или илистого материала.

Рудное вещество, особенно тяжелые металлы (золото, платина и др.), как и материал, слагающий прирусловые отмели, перемещается водным потоком и главным образом волочением по дну и перекачиванием. При этом, однако, мелкие фракции рудных минералов, не говоря уже о минералах с высокой константой гипергенной устойчивости, одной из составляющих которой является небольшая плотность, могут перемещаться на значительные расстояния. Так, косовые россыпи золота иногда возникают в десятках километров от коренных источников.

Многочисленные примеры подобного их положения встречаются во многих провинциях мира, в частности в бассейнах рек Колыма, Лена, Алдан, на Урале и на Аляске, в Северной Канаде и в других районах. Широкое развитие косовых россыпей в пределах этих регионов отражает процесс рассеивания минералов в ходе образования или преобразования аллювиальных месторождений. Во многих речных системах (Колыма, Алдан) косовые россыпи оторваны от других пойменных аллювиальных россыпей, но часто те и другие пространственно совмещены; в них наблюдается неравномерное распределение металла как в латеральном, так и в вертикальном направлениях.

Для косовых россыпей золота обычно характерны низкие концентрации металла, представленного главным образом его мелкими фракциями. В таких россыпях золото и платина имеют уплощенную форму частиц, которые кор-

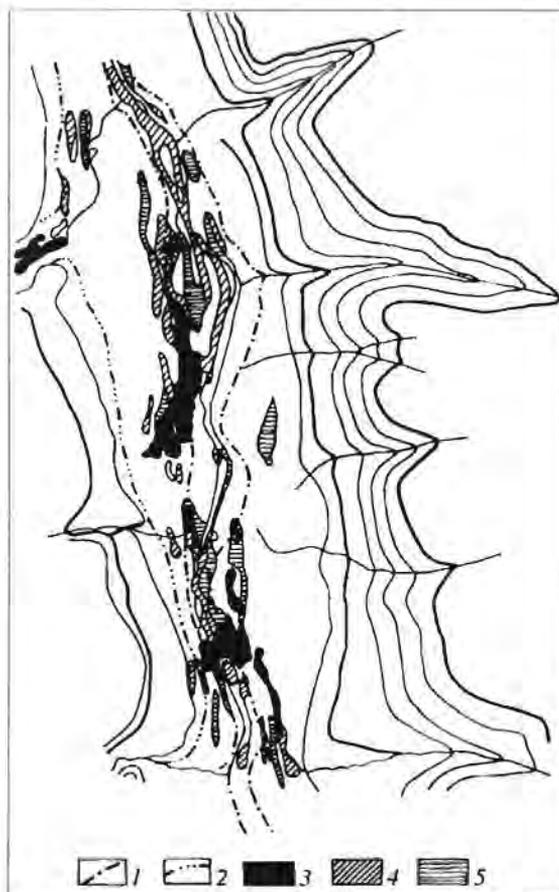


Рис. 10.4. Положение золотоносных россыпей в долине врезающейся р. Среднекан (бассейн р. Колыма); 1, 2 — соответственно I и III надпойменные террасы, 3-5 — русловые, долинные и террасовые россыпи различной стадии золотоносности

релируют по равнопадаемости в большинстве случаев с соответствующими фракциями обломочного материала прирусловых отмелей или с грубозернистыми песками. Среди рудных минералов класса «косовых россыпей» встречаются зерна повышенной размерности, слабой уплощенности и даже плохой окатанности, что несомненно свидетельствует об их транспортировке к месту накопления в отмелях вместе с жильной породой. Довольно типичная картина главнейших особенностей распределения золота по результатам фактического опробования косовых отложений прирусловой отмели показана в табл. 10.1.

Таблица 10.1

Типичное распределение золота в русловом аллювии косовых россыпей

Состав аллювия	Глубина взятия пробы, м	Среднее содержание золота, г/м ³	Особенности золота
Галечник плоский, хорошо окатанный	0,4	0,3	Мелкое, окатанное
Галечник мелкий, слабо окатанный	0,8	0,1	Мелкое, пылевидное
Галечник крупный, окатанный, с грубозернистым песком	1,2	Нет	—
Галечник крупный с суглинком	1,4	0,2	Мелкое, пылевидное
Галечник со щебнем и песком	1,8	0,1	Мелкое
Щебень с галечником мелким	2,2	0,4	Мелкое с кварцем

В современной геологической литературе о россыпях, особенно золотоносных, излагаются представления о транспортабельных (активных) и нетранспортабельных (пассивных) фракциях, как их называет А. В. Хрипков [1958], что якобы создает широкий диапазон условий образования месторождения. Подобное допущение приложимо лишь к тем россыпеобразующим минералам, которые, обладая достаточно высокой константой гипергенной устойчивости, имеют небольшую плотность (алмаз, гранат и др.), сравнимую с плотностью порообразующих минералов.

Так, анализируя распределение алмазов в русловых россыпях северо-восточной части Сибирской платформы, С. А. Граханов [2001] отмечает, что в головных частях стрежневых струй речного потока, формирующих русловые россыпи, концентрируются преимущественно более крупные кристаллы – от октаэдров до додекаэдров, а на косах – округлые и бесформенные камни. Такая дифференциация алмазов, несомненно, определяется гидродинамикой водного потока, о чем сказано выше.

10.3. Роль плотика в образовании русловых россыпей

Во всех случаях, когда происходит врезание речной сети в положительные формы рельефа, формирующиеся на вздымающихся блоках разноранговых тектонических структур, гидродинамический процесс водных потоков тесно сопряжен с подстилающей поверхностью, т. е. с дном русл и уклоном

реки. Так как большинство рудных провинций мира складывается терригенными породами: в разной степени подвергавшимися диагенезу сланцами и песчаниками, иногда метаморфизованными, как правило имеющими крутое падение, то днища врезающихся водотоков всегда будут ребристыми.

Поэтому не случайно образование щеточных, русловых и косовых россыпей теснейшим образом связано с ребристостью плотика: его сложный рельеф, структурирующий водный поток, в сущности, определяет гидродинамическую напряженность, которая усиливается или ослабляется уклоном реки, что и нормирует силовые характеристики русловых процессов, иными словами – россыпеобразование. Именно с ним связана переработка, дифференциация, концентрация или рассеяние рудного вещества и удаление легкой и тонкой фракции петрогенных минералов. Исследования в различных рудных провинциях мира показывают, что освободившиеся от жильной породы россыпеобразующие минералы с соответствующей гидравлической крупностью и с константой гипергенной устойчивости $>1,5$, как правило, улавливаются таким плотиком и концентрируются, накапливаясь по экспоненте до некоторой мощности отложений, когда еще сохраняется влияние плотика. При дальнейшем нарастании мощности отложений концентрация рудных минералов происходит вместе с кластогенным материалом, по крупности согласованным с гидравлически равновесным осаждающимся аллювием. Образуется продуктивный пласт, сложный механизм формирования которого будет рассмотрен дальше. Именно на таком плотике сформированы золотоносные и оловоносные россыпи Северо-Восточной Азии, Аляски, Восточной Сибири и в других рудных провинциях мира.

Однако в нередких случаях речной сетью дренируются рудные поля, сложенные аналогичным терригенным комплексом пород, но залегающим горизонтально. В такой геологической обстановке водотоки реализуют свою энергию при другой гидродинамической структуре. Здесь хотя и развивается турбулентность, но со значительно меньшей возбужденностью, а в отдельных местах она подавляется и речные потоки приобретают почти ламинарную структуру. В такой ситуации резко ослабляется роль плотика в концентрации россыпеобразующих минералов и они накапливаются на различного рода барьерах, в качестве которых выступают глубокие трещины, разделяющие блоки пород коренного ложа долин, глыбы, попавшие в русло, наконец, меандры, формирующие поперечные к направлению потока врезы в горизонтально залегающих пластах глинистых сланцев или песчаников. Иногда в качестве барьеров выступают пласты конгломератов. В бассейне р. Мякит (верховье Колымы) мне пришлось производить разведку россыпи руч. Безалаберного, долина которого выработана в горизонтально залегающих высоко диагенезированных сланцах, которые служили ее плотиком. После детальной разведки в плане россыпь выглядела в виде отдельных лоскутов сильно обогащенного золотом аллювия.

Иногда плотик формирующейся россыпи складывается монолитными крупноблоковыми метаморфизованными породами, которые очень часто выступают в русле в виде каменных островков с задранными коренными уступами. Как показал С. А. Граханов [2001], на них фиксируются фрагменты мало-мощного аллювия, и именно «эти участки наиболее благоприятны для ураганных концентраций алмазов (10–100 кар./м³)».

Наконец, особого внимания заслуживают случаи, когда речная сеть дренирует рудные поля, сложенные карбонатными породами – известняками и доломитами. Развивающийся в этих породах карст приводит к тому, что ложе речных долин усложняется замкнутыми карстовыми провалами, воронками, пещерами, глубоким вымоинами. Попадающий в них аллювиальный материал подвергается переработке вихревыми потоками, выносящими взмученный материал из карстовых воронок. В результате в них накапливается устойчивые к дроблению и истиранию минералы, как правило, обладающие большой плотностью (платина, золото, алмазы, гранаты и др.). Такие сложные россыпи доставляют массу трудностей при разведке и отработке, но аллювиальный материал карстовых воронок почти всегда отличается высокой обогащенностью минералами с большой плотностью, устойчивыми к большим гидродинамическим нагрузкам и не разрушающимися в кислотных и щелочных средах. Классическим примером таких россыпей может служить месторождение платины р. Иса на Урале (см. рис. 10.7). Когда я знакомился в 1953 г. с этой россыпью, ее обрабатывали гидравлическими установками; глинистый материал, обогащенный платиной, из карстовых пещер и воронок под большим напором вымывался и подавался на вашгерды брандспойтами. Изучая алмазоносные россыпи северо-востока Сибирской платформы, С. А. Граханов пришел к выводу, что уникальная алмазоносность Анабарского алмазоносного района хорошо согласуется с площадями распространения доломитов анабарской свиты среднего кембрия. Для этих пород характерна интенсивная закарстованность. Характер плотика, безусловно, оказал благотворное влияние на концентрацию алмазов.

Разумеется, эти и другие особенности плотика выступают на первый план лишь в стадию врезания русл, когда коренное ложе долины структурирует водный поток, определяя вместе с уклоном реки его энергию, а плотик при этом служит трафаретом, в той или иной степени улавливающим рудные минералы, и способствует их концентрации на ребристой поверхности, на всякого рода барьерах или карстовых образованиях.

10.4. Долинные россыпи и условия их образования

Изучение рудных районов мира, в которых отличительной особенностью является развитие аллювиальных месторождений, в частности таких как Урал, бассейны Енисея, Лены, Яно-Колымский пояс, Чукотка, Аляска, Австралия и др., показывает, что наиболее важные объекты обычно принадлежат долинным россыпям. Не случайно Ю. А. Билибин [1938] подчеркивал: «...долинные россыпи представляют наиболее обычный и широко распространенный тип аллювиальных россыпей, имеющий наибольшее практическое значение» [с. 183]. Небезынтересны в связи с этим данные по Колымскому району России, где золотоносные аллювиальные месторождения распределяются следующим образом (в %): русловые – 0,1, долинные – 55,4, террасовые – 44,5.

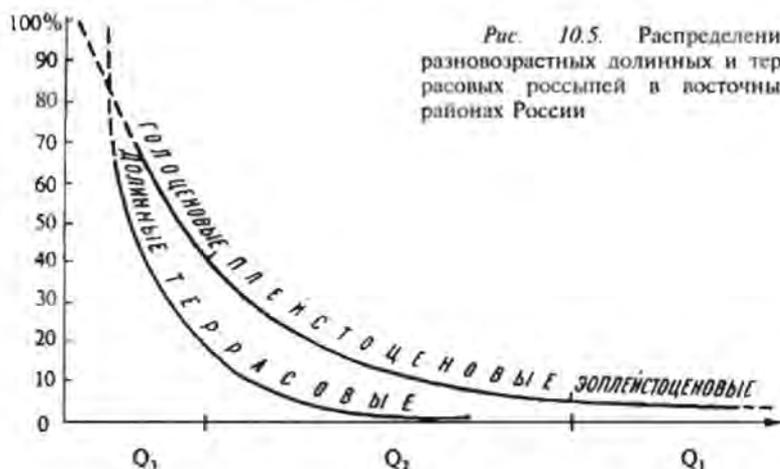
В приведенных данных обращает на себя внимание и сравнительно большой удельный вес террасовых россыпей. Он объясняется тектоно-гео-

морфологическими условиями развития поверхности, для которой характерно дифференцированное поднятие, сопровождающееся образованием террас, формированием различных зон рельефа, например высокогорной (альпийно-типной) и близко к ней примыкающей среднегорной, обычно в таких случаях переходящей в низкогорную и равнинную. Во многих провинциях процесс переработки поверхности и тесно связанного с ней континентального рыхлого покрова, по всем данным, особенно отчетливо проявляется в плейстоцен-голоценовое время. О его интенсивности свидетельствует чрезвычайно широкое развитие элювиальных, делювиальных и солифлюкционных россыпей. Он, несомненно, нашел отражение и в развитии русловых, щеточных, отчасти косовых россыпей, формирование которых связано с поднятием, сопровождавшимся усилением контрастности рельефа, увеличением его энергии.

Отмеченные особенности формирования различных групп россыпей находят отражение и в количественных показателях: запасы полезных компонентов уменьшаются в направлении от долинных к террасовым россыпям, а в последних – от низких к более высоким, с одной стороны, и от молодых к более древним – с другой (рис. 10.5).

Наблюдения показывают, что подобная закономерность распределения месторождений повторяется и в других провинциях, по тектоно-геоморфологическим условиям сходных с иллюстрируемой графиком. Это характерно для современной зоны переработки обломочного материала и концентрации золота или платины, отчасти касситерита, в таких россыпных провинциях, как Аляска, Урал, бассейны Колымы, Лены. В них наибольшее количество запасов также сосредоточено в долинных россыпях, в террасовых наблюдается резкое уменьшение запасов, причем от низких террас к высоким, поднимающимся в зону интенсивного проявления склоновой денудации. Изменение происходит по кривой, приближающейся к нулевому значению в направлении увеличения высоты террас.

В настоящее время долинными россыпями принято считать продуктивные отложения аллювия, залегающие в поймах рек и ручьев, которые отделе-



ны от современного русла аллювиальной толщей, включающей пойменную и старичную фации. Это определение, признающее доминантное значение в формировании долинных россыпей начальной стадии, правильно с генетической точки зрения, но не учитывает всех разновидностей этой категории россыпей и поэтому является далеко не полным. Многие долинны россыпи, возникающие при полном развитии аллювиальной свиты трехчленного строения, ограниченно распространены в горных странах, в пределах которых сосредоточено подавляющее большинство рудных районов мира. Сложная эволюция речной сети горных стран сопровождается формированием долинных россыпей, различающихся между собой строением, генезисом слагающих пород, условиями залегания и т. д. Все это обусловлено процессом обособления долинных россыпей от русловых, из которых они развиваются, что соответствует самому существу собственно русловых и долинных отложений и их различиям. В действительности это процесс достаточно сложный, и он не может быть сведен лишь к формированию пойменной фации.

В россыпных провинциях, совмещенных с горными поясами, переживающими этап молодых тектонических поднятий, обособление долинных россыпей от русловых часто происходит в результате накопления русловых фаций. Это имеет место в тех случаях, когда русловые фации, формируясь в долинах горных стран, составляют основной элемент аллювиальной свиты. Такая разновидность россыпей является наиболее распространенной. Она принимает участие в строении главнейших аллювиальных месторождений золота и платины, отчасти касситерита и циркона. Подобными чертами обладают долинны россыпи уникальных и большинства крупных и средних по размерам месторождений.

Это объясняется тем, что в процессе обособления долинных россыпей от русловых важную роль играет положение гидросети в той или иной физико-географической обстановке. В криогенной зоне, где перигляциальные процессы породообразования подавляют другие типы литогенеза, обособление долинных россыпей может происходить за счет неаллювиальных отложений, к наиболее распространенным представителям которых относятся солифлюкционные образования. Они нередко перекрывают поймы многих водотоков, особенно в глубоко врезаемых в поверхность долинах, имеющих небольшие размеры.

В высоких широтах планеты получила развитие вторая разновидность россыпей. Это по преимуществу мелкие объекты, и заключенные в них запасы составляют небольшую часть запасов долинных россыпей этих же районов. Такие месторождения есть в Яно-Колымском поясе, Канаде, на Аляске.

Наконец, во многих горных странах обособление долинных россыпей от русловых нередко происходит в стадию флювиальной аккумуляции в условиях нарушения обычного хода эрозионной деятельности водотоков в формирующихся прогибах в перигляциальных и гляциальных областях. Подобное образование россыпей подчиняется сложной тектоно-геоморфологической эволюции горных поясов и физико-географической обстановке, контрастно изменяющейся во времени и от места к месту. Поэтому данная разновидность россыпей, хотя и встречается реже двух первых, не является исключением в бассейне р. Лена, на Северо-Востоке России, на Аляске, на Урале и

т. д. Если же учесть, что такие долинны россыпи образуются в условиях, характерных для недостаточно изученных в геоморфологическом отношении районов развития тектонических прогибов, antecedentных врезаний, древних оледенений и т. д., то можно ожидать, что в будущем их количество окажется значительно больше.

Из сказанного очевидно, что *долинными россыпями следует считать все продуктивные отложения, залегающие в поймах водотоков и отделяющиеся от русла выполняющей долину рыхлой толщей.*

Долинны россыпи прекращают свое существование лишь в стадию врезания водотоков, когда часть их металла переотлагается во вновь образующиеся русловые россыпи, а другая часть – и притом на первоначальном этапе, наверное, главная – остается в возникших террасовых россыпях. Для плотиковой россыпи переход из русловой стадии развития в долинную связан с существенными изменениями рельефообразующей деятельности водотока. Обратный же переход может произойти только при наступлении нового врезания. Надплотиковые долинны россыпи или струи, напротив, могут в течение одной стадии динамического равновесия неоднократно терять и возобновлять связь с русловыми в результате блуждания русла или его фураций по днищу долины. По-видимому, прав Ю. А. Билибин [1938], считавший, что «при благоприятных тектонических условиях длительность существования долинной россыпи соизмерима с геологическими периодами» [с. 183]. Однако это положение полностью справедливо только по отношению к россыпям благородных металлов (золота, платина), обладающих высокой константой гипергенной устойчивости и очень большой плотностью, что определяет их малую подвижность в водно-аллювиальной среде и вследствие чего они не подвергаются рассеянию в стадию динамического равновесия, или, по крайней мере, такое рассеяние не сказывается существенно на концентрации рудного вещества в формирующемся перстративном аллювии.

В различных рудных провинциях мира, особенно совмещенных с горными поясами, обычно наблюдается большое разнообразие долинных россыпей. Среди них выделяются россыпи эрозионных долин с нормальной мощностью аллювия; долин с избыточной мощностью аллювия; области древнего оледенения и связанные с ними разновидности россыпей, проявляющихся в зоне перехода от гляциального пояса к областям развития других типов литогенеза (аридного или гумидного).

Россыпи в долинах с нормальной мощностью аллювия

Условия образования

Россыпи эрозионных долин с нормальной мощностью аллювия составляют, пожалуй, наиболее распространенную разновидность долинных месторождений. Они широко развиты во многих рудных провинциях мира и образуют месторождения различных металлов (золото, платина, осмистый иридий и др.) и минералов (касситерит, вольфрамит, алмазы и др.). Наиболее ярко

их отличительные особенности прослеживаются на крупных объектах, так как небольшие россыпи часто существенно видоизменяются вследствие наложения на аллювиальный процесс других явлений, в частности солифлюкции в перигляциальном поясе, ледниковых – в гляциальном и т. д. Рассматриваемые россыпи встречаются в меняющейся от места к месту тектоно-геоморфологической обстановке и связаны с различными россыпеобразующими рудными формациями, но обладают сходным геологическим строением, что свидетельствует об общих или одинаковых условиях их образования.

Эрозионные долины с нормальной мощностью аллювия, ограничиваемой в ходе формирования аллювиальной свиты по подошве дном реки, а по поверхности наивысшим уровнем паводковых вод, как было уже отмечено, более всего распространены в зонах, в которых преобладают умеренные по темпу восходящие колебательные движения. Подобная тектоно-геоморфологическая эволюция минерагенических провинций характерна для горных стран, формирование которых, как правило, сопряжено с тектонически активными мио- и эвгеосинклинальными системами или вулканогенными поясами.

Геодинамическая обусловленность россыпеобразующего процесса приводит к конвергенции всех его стадий (элювиальной, делювиальной и аллювиальной). Вместе с тем отдельные стадии россыпеобразования пространственно как бы обособляются вследствие того, что поднятия развиваются дифференцированно. Наиболее контрастный альпинотипный рельеф, являющийся областью сноса (мобилизации) обломочного материала, характеризуется широким развитием элювиальных россыпей, которые в этих условиях быстро преобразуются в делювиальные, а в перигляциальном поясе – в солифлюкционные. В пределах обрамляющего его низкогорного рельефа происходит наиболее интенсивная переработка и дифференциация обломочного материала, и тяжелая минеральная фракция вместе с рудными компонентами накапливается в аллювиальных отложениях речных долин. Наконец, в областях равнинного рельефа, часто совмещенного с молодыми тектоническими прогибами, межгорными впадинами или устойчивыми глыбами, обломочный материал, в максимальной степени освобожденный от рудного вещества, образует аллювиальные толщи повышенной мощности. В этих толщах условия концентрации минералов с высокой константой гипергенной устойчивости отличаются от условий формирования аллювия в долинах горных водотоков с нормальной мощностью аллювия.

В период активизации восходящих движений, когда в рудных провинциях выведены на дневную поверхность коренные источники (рудные формации), происходит интенсивное образование всего семейства аллювиальных россыпей: щеточных, русловых, косовых, долинных, террасовых и террасоувальных. Правда, россыпи двух последних типов, как уже было отмечено, одновременно с образованием подвергаются разрушению, и заключенные в них рудные минералы переотлагаются во вновь возникающие долинные россыпи.

Формирование россыпей в долинах с нормальной мощностью речных отложений отражает совокупность сложных явлений, в ходе развития которых образуется аллювиальная свита. При этом, с одной стороны, проявляются силы, имманентно присущие самому водному потоку, обусловленные осо-

бенностями его внутренней структуры, т. е. определяемые гидродинамикой, а с другой – являющиеся следствием тектонической эволюции соответствующих рудных провинций, иными словами, участвуют силы, представляющие интегральное выражение тектоно-геоморфологической эволюции континентального литогенеза в различных поясах планеты, где рельефообразующая функция речного потока выступает с неодинаковым эффектом. Этот закономерный процесс усложняется принадлежностью речной сети (или в целом дренируемой ею рудной провинции) к тем или иным зонам литогенеза. Итак, образование аллювиальных россыпей в речных долинах с нормальной мощностью флювиальных отложений зависит от климатической (физико-географической) обстановки и тектоно-геоморфологического режима.

Связь россыпей с коренными источниками

Россыпи речных долин с нормальной мощностью аллювия отчетливо связаны с коренными источниками, даже если формирование месторождений сопровождалось террасообразованием на склонах. Это объясняется непосредственной сопряженностью развития речной сети и ее эрозионной деятельности со складчатыми и дизъюнктивными структурами основания, на которое накладывается аллювиальный чехол. При умеренно восходящих колебательных движениях в зоне, занимающей промежуточное положение между более активным в тектоническом отношении высокогорьем и опускающимися аккумулятивными равнинами, речная сеть наследует план размещения ослабленных зон земной коры. Ее рисунок формируется в соответствии с этим планом и, таким образом, является геоморфологическим выражением на поверхности суши особенностей глубинного строения конкретных металлогенических провинций. Но, как известно, ослабленные зоны (участки повышенной проницаемости) почти всегда являются рудоконтролирующими структурами. Поэтому эродирующие водотоки на вздымающихся блоках не отделены от них чехлом молодого рыхлого аллювиального покрова, как это обычно имеет место на платформах или стабильных глыбах, а также на прогибающихся структурах, где речная сеть работает в толще собственных отложений.

Казалось бы, в высокогорном рельефе существуют еще более благоприятные условия для сохранения связи россыпей с рудоконтролирующими структурами, но это не так. Дело в том, что общее тектоническое поднятие в этой зоне сопровождается побочными и достаточно активными явлениями, изолирующими эрозию рек от коренного основания. К таким явлениям относятся, в частности, оползни, обвалы, сели, гляциальные и перигляциальные процессы, нередко сопровождающиеся образованием озер или иных водоемов, antecedentные врезания, которым сопутствуют перехваты рек и ручьев, и т. д.

Непосредственная связь развивающейся речной сети с рудоконтролирующими разломами в низкогорном (среднегорном) рельефе хорошо объясняет факт частого присутствия наиболее крупных и даже уникальных месторождений россыпного золота и некоторых других минералов в долинах, vyplненных аллювиальными отложениями с нормальной мощностью. Подоб-

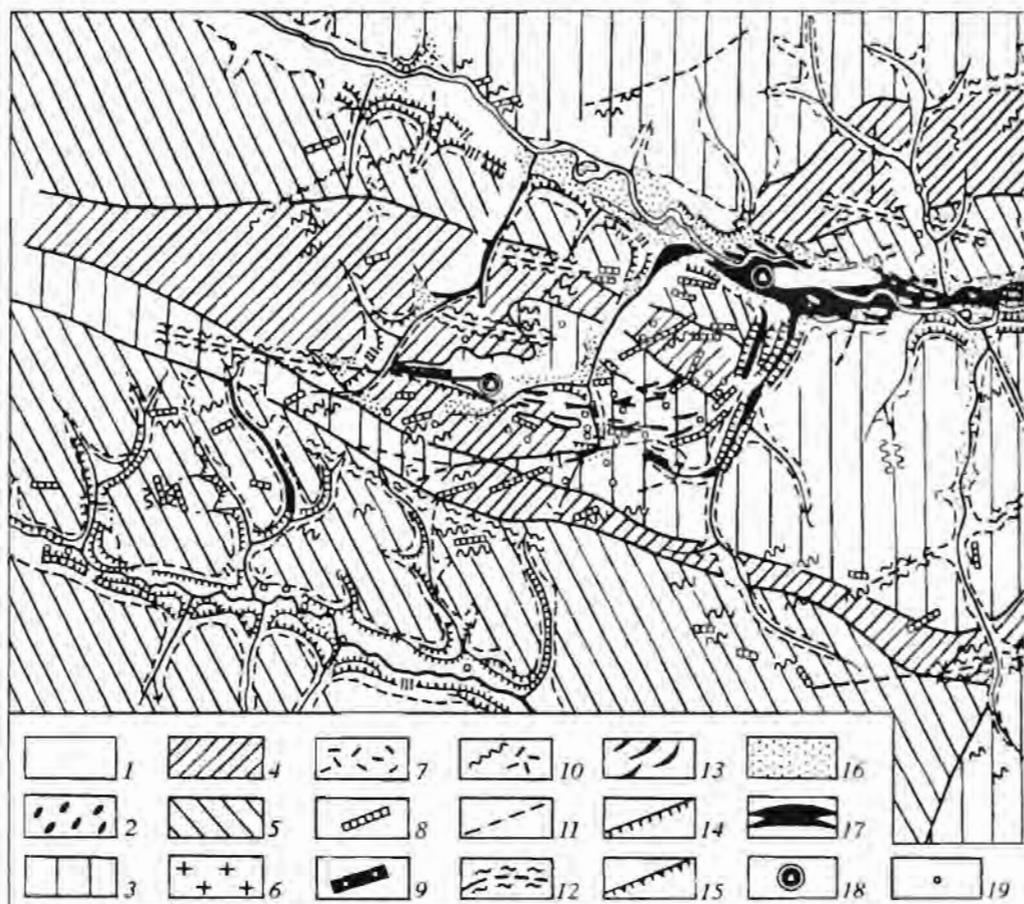


Рис. 10.6. Схема геологического строения Омчакского месторождения россыпного золота, 2 – ледниковые отложения; отложения позднепермского возраста – свиты: 3 – нижняя, сланцевая, состава, дайки: 8 – основных пород, 9 – кислых пород; 10 – кварцевые жилы и их развалы; 11 – уровней; 14 – полностью сложенные аллювием, 15 – имеющие цоколь из коренных пород; 16,

ное явление наблюдается во многих районах мира (Аляска, Калифорнийская провинция и др.). Наглядным примером тесной генетической связи россыпей с коренными источниками в долинах с нормальной мощностью отложений может служить месторождение, сформировавшееся в пределах дизъюнктивных структур, контролирующих рисунок речной сети (рис. 10.6).

Указанная закономерность, в равной мере сохраняющаяся в умеренном и экваториальном влажном, а также в субарктическом климате, наиболее полно проявляется в перигляциальном поясе, где освобождение рудного вещества от вмещающего его жильного материала совмещено во времени с эрозивной работой водотоков. Для гумидного пояса, в силу того что аллювиальная стадия россыпеобразования как бы редуцируется за счет формирования мощных кор химического выветривания, предопределяющих широкое



образованного в долине с нормальной мощностью аллювия (бассейн р. Колыма): 1 – аллювий; 4 – средняя, туфогенная, 5 – верхняя, сланцевая; 6 – массив гранитоидов; 7 – штоки сложного тектонические нарушения; 12 – зоны рудной минерализации; 13 – рудные тела, террасы разных 17 – различные концентрации золота в аллювии; 18, 19 – золоторудные проявления

развитие элювиальных россыпей, месторождения рассматриваемой разновидности менее характерны.

Общие особенности строения россыпей

Своеобразный и сложный аллювиальный процесс в речных долинах, в которых эрозия воды «не отрывается» от коренного ложа вследствие непрерывно-прерывистых медленных, колебательных, восходящих движений земной поверхности, приводит к формированию гигантских (уникальных) по размерам и богатым месторождений благородного металла, касситерита, реже вольфрамита. В некоторых рудных провинциях они достигают десятков километров в длину; их ширина в зависимости от строения речных долин, их

террасированности и других особенностей также может быть значительной и измеряться километрами.

В строении и структуре вертикального разреза продуктивных отложений находят отражение условия формирования аллювия. Отложения здесь, как правило, имеют небольшую мощность (3–10 м) и повторяющийся от места к месту разрез, хотя строение разрезов в аналогичных по условиям образования речных долинах перигляциального и гумидного поясов отличается своими особенностями.

В районах перигляциального литогенеза четко прослеживаются два варианта разреза трехчленного строения. В первом существенную роль играет галечниковый материал, принадлежащий русловой фации. В нижнем слое он цементируется илесто-глинистым материалом, далее сменяющимся плиточковой фацией, сверху, как правило, залегают илы, лёссовидный характер которых позволяет связывать образование этих пород со специфическими перигляциальными процессами высоких широт нашей планеты. Во втором варианте разреза, более часто встречающемся в рудных районах тех же широт, трехчленное строение уже иное. Здесь под растительным покровом обычно залегают галечники, в той или иной мере сцементированные грубозернистым песком, иногда образующим самостоятельные линзы с примесью илестого материала. Ниже идут такие же галечниковые отложения, но уже с глинистым цементом. Под ними, как и в первом варианте разреза, залегают небольшие слои своеобразных по составу пород, включающих наряду с грубообломочным материалом еще и окатанную гальку. Отложения этого слоя почти всегда цементируются глиной и относятся к плиточковому аллювию. Последний слой ниже сменяется в обоих случаях щебнем, залегающим на трещиноватых коренных породах, в которых рекой вырабатывается долина. Этот слой также цементируется илесто-глинистым материалом (обломки как бы вкраплены в него), внедренным в то же время, что и в трещины коренных пород. Щебень является по существу элювиальным слоем коренных пород ложа долины, но он формируется в своеобразных, сопровождающихся активным обменом вещества гидродинамических и физико-химических условиях, отличных от условий развития элювиального процесса на водоразделах или равнинах. Этот слой назван мною *долинным элювием в отличие от водораздельного*.

В латеральном и поперечном направлениях россыпи речных долин с нормальной мощностью аллювия отличаются невыдержанностью, выражающейся в развитии узких продольных струй, быстро выклинивающихся по простирацию. В струях резко изменяются концентрации металла, россыпеобразующего минерала и вообще тяжелого шлиха. Струйчатость осложняется появлением гнезд, сложенных более крупным материалом, перемежающимся с косослоистыми песками грубозернистых фракций.

В среднегорных и низкогорных зонах рельефа обычно вместе формируются долинные и террасовые россыпи, последние являются непременными спутниками первых и располагаются с ними в единых контурах, образуя промышленные месторождения. Аллювиальные россыпи часто сопровождаются еще и делювиально-элювиальными или солифлюкционными отложениями,

содержащими в заметных концентрациях, иногда даже промышленных, тот же металл или минерал.

Тип долинных россыпей, подобных рассмотренному, встречается и в зоне высокогорного рельефа, но здесь россыпи отличаются, в частности, повышенной разнофракционностью состава отложений, большая грубозернистость мелкой фракции. Для высокогорья не характерны разрезы с илистой покрывкой даже в типичных перигляциальных районах, хотя в некоторых небольших долинах этот материал местами залегает в виде плаща у подножия склонов, перекрывая присклоновую часть аллювия.

Образовавшиеся в таких условиях россыпи с поверхности нередко перекрываются материалом, вынесенным боковыми потоками; эти отложения (конусы выноса) несут признаки аллювиально-пролювиальных образований и, может быть, значительно чаще, чем представляется исследователям, имеют селевое происхождение.

Аллювиальные россыпи в высокогорных районах имеют меньшую струйчатость, чем в среднегорье, зато здесь проявляется гнездовая концентрация минералов, типичная для россыпей малых водотоков. В отложениях, содержащих рудные минералы, как правило, отмечается повышенное количество валунов за счет сокращения песчаного материала, но нередко крупноглыбовые обломки и валуны «вкраплены» в илисто-глинистую массу, что указывает на их селевое происхождение.

Все сказанное относится главным образом к россыпям перигляциального пояса и гумидных районов с умеренным влажным климатом. Понятно, что в тропическом и субтропическом влажном климате россыпи имеют свои особенности. Так, здесь аллювиальное россыпеобразование сопряжено с формированием оксидной коры с резким преобладанием продуктов химического выветривания над обломочным материалом, что впоследствии определяет и состав аллювиальных отложений. Поэтому в тропическом и субтропическом поясах в аллювиальных россыпях долин с нормальной мощностью отложений преобладает тонкая фракция с выраженным пластовым залеганием и более или менее выдержанным распределением рудных минералов в пласте. Здесь отсутствует или проявлено неотчетливо трехчленное строение россыпей, оно заменяется разрезом с последовательным чередованием пластообразных залежей и тонких прослоек латеритного материала. Подобные россыпи мне приходилось наблюдать на гигантских месторождениях касситерита в Малайзии и Таиланде. По характеру строения, однако, сильно осложненному плотиком, представленным закарстованными известняками (рис. 10.7), к ним близки платиноносные россыпи Урала, образовавшиеся, вероятно, в иной климатической обстановке, чем существующая ныне в этом районе.

Образование промышленного пласта

Рассматривая россыпи речных долин с нормальной мощностью аллювия, я проанализировал условия, в которых они возникают, связь месторождений с рудными телами, послужившими источником накопления в них рудных минералов, и общие особенности строения этих россыпей. Даже



Рис. 10.7. Плотик платиноносной россыпи (р. Иса, Урал), сложенный закарстованным известняком. Снимок сделан после отработки россыпи гидравлическим способом

фрагментарный обзор материала и приведенные в работе примеры подводят к одному из важнейших вопросов геологии россыпей: как образуется их промышленный пласт?

Получить на него ответ не так просто, как кажется на первый взгляд, ибо содержащий рудные россыпеобразующие минералы слой состоит из таких компонентов, которые из-за своей неодинаковой размерности, степени обработки, плотности, величины константы гипергенной устойчивости при ламинарном течении вообще не могут осаждаться совместно; и в то же время структура турбулентного потока, распределение в нем сил и их векторная направленность также как будто не обеспечивают условий для формирования такого сложного по составу слоя. Более того, такой комплекс разнородных пород, какой встречается в плотиковом аллювии и слагает, например, золотоносный пласт, как бы нарушает принцип равнопадаемости, о чем говорилось выше (см. разд. 3), или вообще противоречит законам осадочной дифференциации. Однако всестороннее исследование собственно россыпеобразующего процесса, кстати сказать, вызывающего еще и поныне горячие дискуссии, например по поводу нахождения тяжелой минеральной фракции с легкой и подвижной (илистый материал в каркасе обломочных пород), показывает, что это противоречия лишь кажущиеся, являющиеся результатом недостаточных знаний об аллювиальном процессе вообще.

Механизм формирования аллювиальных россыпей (пока оставляя в стороне проблему концентрации россыпеобразующих минералов в пласте) в долинах с нормальной мощностью отложений, включающих в одном слое породы разнофракционного состава, слабо или вообще не дифференцированные, конечно, прежде всего связан со структурой потока, его турбулентностью. При этом одним из важных условий образования такого слоя является длительная, соизмеримая с геологическим временем, периодически повторяющаяся эрозионная работа в коренных породах, т. е. медленное врезание

водотока в коренное ложе долины в условиях небыстрого, но более или менее равномерного темпа тектонического воздымания земной поверхности. Я хочу обратить внимание на периодичность повторения эрозионного врезания, характерную именно для областей низкогорного рельефа, сопрягающегося, с одной стороны, с альпинотипными поясами, с другой – с равнинами, как на некоторую закономерность формирования речной сети в обстановке более или менее спокойных восходящих колебательных движений. Такой тектоно-геоморфологический режим развития рудных провинций создает условия повторяющейся смены структуры руслового потока, выражающейся то в усилении его турбулентности, то в ее ослаблении вплоть до перехода в ламинарное течение по крайней мере в придонной или береговой зонах, даже в образовании застойных микроводоемов и т. д. В руслах с таким режимом возникают взаимно исключающие друг друга явления: с одной стороны, крайне энергичная работа сложного по структуре турбулентного потока, с другой – ламинарное течение с подавленной энергией и слабой работой. Их сменяемый во времени, пульсирующий характер намечает как бы двухстадийную работу потока, в котором образуется русловый аллювий со сложным соотношением динамических фаз: инстративной, перстративной и контрактивной. Но эти стадии не просто последовательно чередуются, в своем развитии они скорее накладываются друг на друга, образуя взаимно «прорастиваемые» отложения.

Формирующая русловые отложения геологическая деятельность рек более или менее изучена в природных условиях в связи с решением различных теоретических и прикладных задач и достаточно детально освещена Ю. А. Билибиным, Е. В. Шанцером, М. А. Великановым, Н. И. Маккавеевым и др. Наблюдения Н. В. Разумихина с сотрудниками, Ю. В. Шумилова и др., существенно дополненные моделированием процессов в лабораториях, вскрыли детали механизма формирования аллювиальных свит и концентрации в отложениях рудного вещества. Важнейшие особенности структуры и работы турбулентного потока были выяснены исследованиями Л. П. Мацуева. В работах этого автора дана математическая интерпретация (см. разд. 1 и 3), пригодная и к описанию деятельности естественных русловых потоков, принимающих участие в образовании россыпей. Нетрудно понять, что решение задачи можно свести к математической интерпретации концентрации рудного вещества в ходе образования продуктивного пласта. Для облегчения понимания этого процесса, особенно начальной стадии формирования пласта россыпи, несколько упростим его модель: представим наиболее типичный обобщенный разрез той части аллювия, которая обычно обогащена рудными минералами, близкими по плотности (золото, платина, касситерит, вольфрамит и др.).

Промышленный пласт рассматриваемого типа россыпей состоит из трех элементов: нижняя часть гравийно-галечникового слоя, перекрывающего плотиковый аллювий; собственно плотиковый аллювий (главная часть); подстилающий плотиковый аллювий щебень коренных пород (долинный элювий), сменяющийся трещиноватой зоной (рис. 10.8). В подавляющем большинстве случаев слагающий промышленный пласт обломочный материал представляет собой двух- и, реже, трехкомпонентную смесь, грубообломоч-

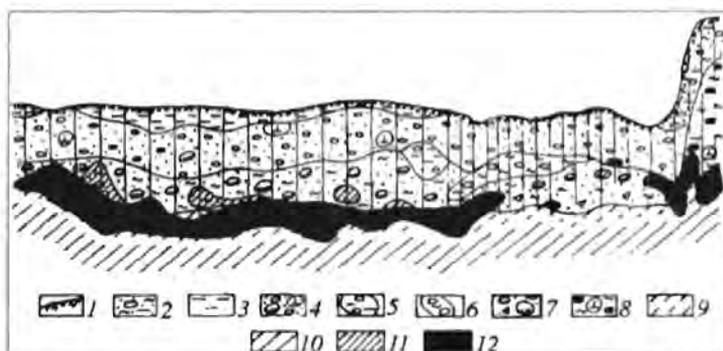


Рис. 10.8. Поперечный разрез долинной россыпи с нормальной мощностью аллювия: 1 – растительный слой; 2 – делювиальный суглинок с галькой; отложения поймы: 3 – ил аллювиальный серый; 4 – слабосвязанные галечники с песком, валунами и линзами льда; 5 – линзы ила с галькой; 6 – линзовидные прослойки вязкой глины с галькой; 7 – галечники с валунами и щебнем, связанные в нижних горизонтах темно-серым песчаным суглинком; 8 – отложения II террасы – связанные желтым суглинком галечники с линзами льда; 9 – трещиноватые коренные породы; 10 – коренные породы – глинистые сланцы; 11, 12 – различная степень залотоносности

ные, гравийно-галечниковые и щебневые породы и цементирующие их песчано-глинистые (в умеренном климате) и илистые (в субарктическом климате) осадки. Соотношение этих компонентов наглядно представлено на рис. 10.9. Оно получено З. В. Орловой и Ю. В. Шумиловым [1973, с. 8] по результатам изучения аллювия средних и малых горных водотоков северо-восточного Приколымья. Данные авторов, отражающие наиболее полную характеристику продуктивных отложений, свидетельствуют, что в гранулометрических профилях «содержание всех фракций гравийно-галечной части осадка равновесного аллювия почти совпадает с содержанием соответствующих фракций плотикового аллювия» [там же]. В этой качественной и количественной тождественности, несомненно, запечатлена устойчивая работа потока, производившего дифференциацию отложений. При этом, однако, невозможно указать, на каком уровне действия макро-, мезо- и микропульсаций и вихрей или проявления их суммарного эффекта произошла такая дифференциация. Выяснение роли каждой из названных составляющих структуры турбулентного потока или их интегрального воздействия нуждается в специальных исследованиях, не требующихся, однако, для рассмотрения поставленной задачи. Здесь важно, что крупный материал всех трех элементов промышленного пласта достаточно хорошо отсортирован и имеет в общем близкую размерность и степень обработки.

При обращении к песчано-глинистому или илистому компоненту изученных отложений (размерность зерен 0,01–0,005 мм и <0,002 мм) вскрывается парадоксальный факт, неодинаково интерпретируемый разными исследователями: «для плотикового аллювия... характерно повышенное содержание фракции 0,01–0,005 мм, а в равновесном аллювии содержание ее сокращается почти вдвое по сравнению с плотиковым» [Орлова, Шумилов, 1973, с. 4] (курсив мой. – Н. Ш.). Это, как было выше сказано, одна из главнейших особен-

ностей строения и распределения материала в россыпях рассматриваемой разновидности и вообще наиболее характерная черта отложений рек с нормальной мощностью аллювия в горных районах. Этими исследованиями вскрывается одно из любопытнейших и важнейших явлений аллювиального процесса — полная индифференциация, которая, по ошибочному мнению З. В. Орловой и Ю. В. Шумилова, является незавершенным развитием «основных процессов гранулометрической дифференциации и сортировки по удельному весу в сравнении с более крупными реками» [там же, с. 14].

Между тем совокупность всех признаков осадка горных водотоков свидетельствует о том, что здесь аллювиальный процесс развивается по совершенно другому пути.

В моменты максимального напряжения турбулентного потока в русле возникают гравитационно-диффузионные явления и кольматаж, на что уже было обращено внимание [Шило, Шумилов, 1969; Шумилов, 1971]. Благодаря этим явлениям в плотиковый аллювий наряду с грубообломочным материалом привносится хорошо окатанная галька, что чрезвычайно широко распространено и хорошо известно всем изучавшим россыпные месторождения горных стран. Однако только гравитационно-диффузионными явлениями и кольматажем нельзя объяснить все особенности строения и состава плотикового аллювия или вообще промышленного пласта, присутствие в котором рудных минералов (золота и др.) еще больше осложняет понимание процессов его образования.

Глубокое проникновение песчано-илистой и глинистой составляющих (в перигляциальном поясе преимущественно илистой) в каркас обломочных пород и даже в трещины подстилающего рыхлый покров коренного ложа речной долины свидетельствует о том, что осадочный процесс в рассматриваемых водотоках сопровождается еще и инфильтрационными явлениями. Они возникают в паузы спада энергии турбулентного потока, взмучивавшего в свой энергетический максимум дисперсную часть (ил, глину) отложений. При спаде напряжений в потоке, как известно, появляется ламинарное или близкое к нему по структуре течение с ослабленной энергией. При этом подвижки и вибрации грубообломочной фракции аллювия прекращаются и

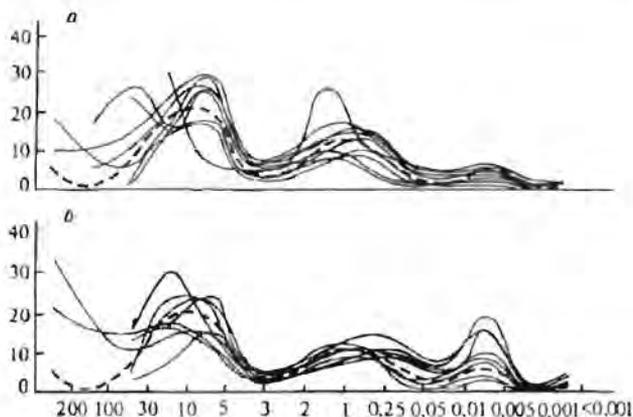


Рис. 10.9. Изменение гранулометрического состава равновесного (а) и плотикового (б) аллювия горных рек северо-восточного Приколымья [Орлова, Шумилов, 1973]: по оси ординат — содержание фракций, %; по оси абсцисс — размер зерен, мм; пунктирная кривая соответствует средним значениям гранулометрического состава всего руслового аллювия

взмученный материал начинает осаждаться и инфильтрировать в подрусловый поток. На пути к нему в верхнем горизонте равновесных галечников вода сбрасывает наиболее крупную фракцию взвесей – песчаную; еще глубже, т. е. в нижнем гравийно-галечниковом горизонте, она оставляет более тонкий материал – илесто-глинистую взвесь; наконец, в плотиковом аллювии и в слое щебня (долинном элювии), а затем и в трещинах коренных пород ложа долины вода очищается от всего груза взвесей, состоящих из наиболее тонкого материала, имеющего иногда коллоидную форму. Таким образом, вся взмученная фракция отлагается в межобломочных пустотах, в трещинах коренных пород, а вода приходит в подрусловый поток в обновленном и очищенном виде, лишь с растворенными солями. Нижний горизонт гравийно-галечникового слоя, плотиковый аллювий, щебень и трещиноватые коренные породы служат как бы фильтром, оставляющим в своем каркасе во время спада энергии руслового потока взвешенный материал: сверху – песок, ниже – илесто-глинистую фракцию, самую тонкую в плотике и в трещинах коренных пород.

Этот илесто-глинистый материал, цементирующий грубообломочные отложения, по времени отложения более поздний, более «молодой» и, несомненно, «чуждый» гравийно-галечниковому скелету и плотиковому аллювию. В ходе развития аллювиального процесса в горных водотоках он внедряется в эти отложения как в каркас, уже сформировавшийся к моменту спада напряжения руслового потока, поэтому тонкая фракция и грубообломочный материал этих слоев различаются по возрасту.

Можно говорить о том, что в горных условиях образование аллювиального слоя вообще и пласта с промышленными концентрациями рудного вещества в частности отличается сложностью, выраженной прежде всего в нарушении смен динамических фаз процесса в понимании В. В. Ламакина. В таких условиях перстративный и даже констративный аллювий, диффундирующий в инстративные отложения, чаще всего как бы «прорастает» в них – образуется система, состоящая не только из пород разных фракций, что внешне всем бросалось в глаза, но и из *отложений, относящихся не к одному времени образования*. Каждый член системы независимо от места в разрезе принадлежит, точнее, может относиться к разным динамическим фазам, проявляющимся не в той последовательности, как она обычно трактуется литологами. Илесто-глинистый материал, инфильтрировавший в скелет обломочных пород нижнего горизонта равновесного аллювия, в плотиковый аллювий и в трещины коренных пород, без сомнения, является той самой фракцией, которая в условиях равнинных рек образует пойменные и старичные фации речных отложений.

Такое объяснение, полностью согласующееся с особенностями динамики водного потока горных рек, производящего не только дифференциацию, но на определенных стадиях развития и индифференциацию отложений, раскрывает «загадочную», с точки зрения общепринятого понимания процесса, обычную обедненность илесто-глинистым компонентом верхних горизонтов гравийно-галечных отложений, залегающих на плотиковом аллювии. Плотиковый аллювий, как видно из приведенных данных и многочисленных полевых наблюдений, напротив, обогащен (в 2 раза и более) илесто-глинистым

веществом, что создает ложное впечатление недифференцированности пород, незаконченности аллювиального процесса. Действительно, крупная фракция плотикового аллювия всегда более дифференцирована, чем прикрывающие ее равновесные отложения гравийно-галечного слоя, что является следствием различий энергетического потенциала на разных уровнях вертикального и поперечного разреза потока. Менее дифференцированные по сравнению с верхними галечниками отложения крупной фракции плотикового аллювия и цементирующий аллювий илисто-глинистый материал имеют различную природу: гравийно-галечниковые отложения и аналогичная им фракция плотикового аллювия – это отложения, включающие в сложных сочетаниях материал различных динамических фаз, тогда как илисто-глинистая фракция является генетическим аналогом пойменного и старичного аллювия равнинных рек, и ее появление в плотиковом аллювии может быть значительно оторвано во времени от формирования последнего. Из этого следует, что заключенная в тонкой фракции плотикового аллювия пыльца или вообще спорово-пыльцевые комплексы не всегда соответствуют времени образования самого слоя; крупная фракция слоя, образующая каркас для подстилающей инфильтрации илистого материала вместе с органическими остатками (пыльцой и спорами) и гуминовыми кислотами, более древняя, чем цементирующий ее материал.

Распределение в россыпях рудных минералов

Проблема распределения россыпеобразующих минералов с близкой по величине константой гипергенной устойчивости и их концентрации в рыхлом покрове рудных провинций имеет несколько аспектов. К наиболее важным относится вопрос о вскрытии рудного вещества, т. е. о высвобождении россыпеобразующих минералов из жильного материала на всех стадиях образования россыпей: элювиальной, делювиальной, аллювиальной и литоральной. Правильное понимание этого вопроса, совершенно обязательно для обоснованного представления об условиях и дальности транспортировки россыпеобразующих минералов в водно-аллювиальной среде к месту концентрации в рыхлом покрове. С этими вопросами непосредственно связаны представления о положении концентраций полезных компонентов по отношению к коренным источникам или о роли порядков долин, в которых наиболее вероятно образование промышленных россыпей, – вообще говоря, о факторе, изменяющемся в течение геологической истории развития речной сети. Эта проблема, в свою очередь, может быть решена только с учетом исследования вопросов концентрации рудного вещества в ходе формирования промышленного пласта и распределения – в вертикальном, поперечном и продольном направлениях – россыпеобразующих минералов. Наконец, она включает и такой аспект, как распределение наиболее тяжелых или сопутствующих им минералов в рыхлом покрове в зависимости от типа литогенеза, т. е. вопрос о характере накопления рудного вещества в россыпях различных климатических зон.

Полное и детальное исследование всех этих вопросов, даже с учетом изложенного в других разделах, потребовало бы во много раз больше места, чем это позволяют цели настоящей книги. Однако, признавая большое значение этих вопросов (рассматривавшихся мною в отдельных публикациях, ставших, к сожалению, малодоступными для широкого читателя) в решении проблемы россыпеобразования в целом, считаю нужным изложить здесь хотя бы наиболее важные положения, освещающие проблему с разных сторон.

Освобождение рудного вещества от жильного материала

Состояние россыпеобразующих минералов в элювиальном слое, где осуществляется начальная стадия преобразования коренных источников в элювиальную россыпь, определяет их дальнейшую миграционную судьбу, а следовательно, и ход самого процесса формирования россыпных месторождений.

Наблюдения и гидродинамические расчеты показывают, что в общем случае все минералы с константой гипергенной устойчивости выше 1,5 после полного вскрытия в зоне гипергенеза обладают такой сниженной миграционной способностью, что вообще больше не вовлекаются в аллювиальный процесс или привносятся туда с делювиально-аллювиальной массой весьма вязкой консистенции, причем в водно-аллювиальной среде они в самых начальных этапах быстро сегрегируются и выбывают из миграции. Исключением в этом отношении являются циркон и алмаз, имеющие константу гипергенной устойчивости, равную 1,54. Обладая высокой твердостью и устойчивостью в различных кислотно-щелочных средах коры выветривания, они сохраняют свою подвижность благодаря малой плотности. Минералы с константой гипергенной устойчивости менее 1,5 при полном вскрытии в элювиальном слое сохраняют в водно-аллювиальной среде свои высокие миграционные свойства примерно на том уровне, что и все породообразующие минералы с константой гипергенной устойчивости ниже константы кварца.

Предложенная схема изменения миграционных свойств минералов в процессе преобразования рудных месторождений в россыпные позволяет все россыпеобразующие минералы разделить на два класса: минералы автохтонные – $K_{гг}$ колеблется от 1,5 (самарскит) до 2,17 (платина) и аллохтонные – $K_{гг}$ от 1,5 и ниже вплоть до янтаря; исключением являются принадлежащие первой группе киноварь и шеелит с $K_{гг}$ соответственно 1,27 и 1,43.

Вскрытие (освобождение россыпеобразующих минералов от жильного материала), отбор и мобилизация рудного вещества в гипергенной зоне для последующего переноса и концентрации в аллювиальных россыпях при благоприятных тектоно-геоморфологических условиях сводятся, как было показано (см. разд. 7), к десилификации и потере алюминия горных пород, вмещающих на определенных участках рудных провинций коренные источники. В меридиональном направлении от экватора к высоким широтам, т. е. от зоны тропического влажного климата гумидного пояса до Субарктики, при прочих равных условиях десилификация убывает до уровня, при котором кремний, являющийся для большинства пород главным компонентом, не

только не выносятся (перигляциальный пояс), но, напротив, накапливается в элювии; поведение же алюминия, занимающего по содержанию в породах второе за кремнием место, характеризуется обратной закономерностью: во влажных тропиках он накапливается, образуя в гипергенной зоне латериты, в субполярной зоне – удаляется.

В зависимости от интенсивности удаления из гипергенной зоны кремния и алюминия существенно изменяется полнота вскрытия рудных минералов. Однако при ведущей роли названных элементов в этом процессе, сопровождающем преобразование горных пород, чрезвычайно важно также поведение натрия и калия, которым определяются кислотно-щелочные условия выветривания пород.

Вспомним, что в современной тропической зоне гумидного пояса формируются оксидные коры выветривания (или латериты). Они появляются в результате полного разрушения породообразующих минералов, что сопровождается выносом щелочей, формирующих благоприятную обстановку по рН для удаления кремнезема. С накапливающимися в коре оксидами алюминия, железа, отчасти титана при содержании кремнекислоты не более 1–3% концентрируются и россыпеобразующие минералы (кроме кварца), высвободившиеся из жильного материала.

В зоне субтропического влажного климата того же гумидного пояса этот процесс замедляется из-за неполного выноса кремнезема. Однако и здесь породообразующие гипогенные минералы перерабатываются полностью, хотя их преобразование приобретает иные качественные особенности – латеритизация в идеальном случае заменяется каолинизацией. Это происходит потому, что сокращается орошение, снижаются температуры (см. разд. 5). И такой ход гипергенеза также сопровождается полным вскрытием россыпеобразующих минералов: они сегрегируются от жильной массы в элювиальном слое.

В умеренном влажном климате, где господствует уже глинистое (не оксидное) выветривание с широким развитием гидратации вещества и нередко проявляется сульфатная минерализация, кремнекислота выносятся не полностью, а часть алюминия (хотя его подвижность и возрастает) по условиям кислотности-щелочности среды остается в коре выветривания как в решетках неразрушенных породообразующих минералов, так и во вновь образованных алюмосиликатах. В ходе гипергенеза породы с высоким содержанием кремнекислоты не подвергаются глубокой переработке и поэтому удерживают какую-то часть россыпеобразующих минералов: некоторое их количество в связанном с жильной породой виде остается в элювиальном слое.

В перигляциальном поясе, где кислотность почвенного слоя или элювия достигает максимума и ее высокие показатели особенно заметны в пределах рудных полей, основным мигрантом становится алюминий, а кремний, теряющий в этой среде подвижность, накапливается в элювиальном слое. Такой ход гипергенеза приостанавливает вскрытие россыпеобразующих минералов, что в дальнейшем определяет и характер россыпеобразования, обуславливающий формирование уникальных по размерам и богатству долинных золотоносных и оловоносных россыпей. Своеобразие гипергенеза в Субарктике, особенности вскрытия рудного вещества, впервые рассмотренные мною в ряде работ, до сих пор признаются не всеми, как и выделение перигляци-

ального пояса, поэтому считаю необходимым еще раз проанализировать проблему более детально.

Подавляющее большинство исследователей как в отечественной, так и в зарубежной литературе рассматривают вопросы образования россыпей с позиций гумидной обстановки, т. е. с учетом тропического влажного и умеренного климата, где при формировании оксидных кор создается такой ход процесса, который не проявляется в перигляциальном поясе. Между тем именно в перигляциальном поясе климатический аспект проблемы (ее субполярный вариант) выражен исключительно ярко, но, к сожалению, не учитывается литологами.

В северных широтах земного шара все стадии россыпеобразующего процесса проявляются наиболее полно в значительной степени благодаря тому, что экзогенная деструкция коренных источников протекает в условиях интенсивного развития геокриогенных явлений. «На земной поверхности, – как подчеркивал Н. А. Цытович [О физических явлениях..., 1959], – широко распространены процессы изменения горных пород (гипергенеза), безусловно, подвержены и многолетнемерзлые горные породы. При отрицательной температуре и периодически изменяющихся напряжениях грунтов, в связи с сезонным промерзанием и оттаиванием, процессы гипергенеза протекают весьма интенсивно, так как жидкая фаза обычно содержит в большом количестве свободный кислород и угольную кислоту. Гипергенные процессы при отрицательной температуре – это специфические процессы, и их следует выделить в особый тип – *процессы криогенеза*. Следовательно, криогенез – это совокупность процессов физического, химического и минералогического изменения и преобразования литосферы и гидросферы при отрицательной температуре» [с. 121]. При таком своеобразном ходе развития гипергенеза вскрытие рудного вещества в элювиальном слое, а следовательно, и начальная стадия россыпеобразования отличаются нигде больше не повторяющимися особенностями. Они непосредственно связаны с проявлением криогенеза (термоденудации).

В элювии, мощность которого определяется не грунтовыми водами, как это имеет место в гумидном поясе, а верхней границей постоянных отрицательных температур, совершаются наиболее сложные термодинамические взаимодействия литосферы с атмосферой. Они сопровождаются дроблением элювиального материала вплоть до появления глинистого вещества и сложным, по-видимому, «турбулентным» характером его движения, образованием своеобразной зоны трещиноватости пород. В условиях интенсивных тектонических движений, сопровождающихся расчленением поверхности, она приобретает подвижное состояние: по мере удаления продуктов криогенеза верхняя граница постоянных отрицательных температур опускается и процесс образования элювия охватывает все новые и новые приповерхностные горизонты массива коренных пород. Поступающая в трещины влага периодически оказывается в замкнутом пространстве, поэтому ее разрушающее действие на горные породы резко возрастает. При химическом выветривании окисление и вынос катионов из элювиального слоя играют подчиненную роль. В элювиальном горизонте в связи с застойным характером грунтовых вод в деятельном слое и низкими температурами накапливаются даже легко-

подвижные компоненты. В криогенной зоне, как отмечено выше, обнаружены три линии выветривания, характеризующиеся слабым разрушением силикатов, частичным выносом алюминия и полным прекращением миграции кремнезема. Выветривание протекает при определенных значениях рН среды, формирующейся в деятельном слое под влиянием как термодинамической обстановки, так и характера подвергающихся выветриванию горных пород. Такая гипергенная переработка пород не способствует вскрытию рудного вещества.

Показательно, что в перигляциальном поясе выветривание даже типичных сульфидных месторождений протекает по-иному, чем в гумидном. Здесь оно сопровождается формированием своеобразных зон окисления, давно привлекавших внимание исследователей своими специфическими чертами: резко повышенной сульфатностью, насыщенностью легко растворимыми, в другой климатической обстановке неустойчивыми компонентами, нередко распространяющимися на большие глубины в массиве мерзлых руд. В новообразованной ассоциации минералов обычно отсутствуют или встречаются в ничтожных количествах вторичные сульфиды меди и цинка, а на глубину развивается лимонитово-ярозитовая подзона. Сульфатизация отличается выраженной экзотермичностью, способствующей развитию этого процесса под деятельным слоем или даже ниже границы постоянных отрицательных температур. Таким образом, тепловыделение даже в энергетически замкнутой системе способствует саморазвитию зон окисления сульфидных месторождений в условиях вечной мерзлоты.

Переработка органических остатков в перигляциальном поясе также протекает своеобразно и сопровождается образованием таких кислот, как уксусная, щавелевая, янтарная и т. д. [Максимов, 1949; и др.], что непосредственно определяет низкие показатели рН среды. Широко распространенные в субполярных районах кислые почвы с накопившимся в подпочвенном слое кремнеземом – хорошо известное свойство гипергенеза в этих районах.

Итак, в перигляциальном поясе гипергенная переработка коренных пород, заключающих рудное вещество, не способствует его вскрытию в элювиальной стадии россыпеобразования. Более того, из-за сложного, «турбулентного» движения материала, слагающего деятельный слой – эту своеобразную кору выветривания субполярной физико-географической обстановки, освободившееся от жильного материала рудное вещество не концентрируется, а рассеивается по всей мощности слоя.

Между элювиальной и аллювиальной стадиями лежат склоновые процессы. В перигляциальном поясе основные черты гипергенной переработки горных пород на склонах наследуются от элювиальной стадии, хотя и отличаются своими особенностями. Формирование склонового фациального комплекса носит зональный характер, поэтому и процессы криогенеза обладают неодинаковой интенсивностью на разных участках склонов. В верхней части, где преобладает денудация, сопровождающаяся интенсивным удалением ее продуктов, они протекают с большей активностью; в нижней части, у подножия склонов, происходит частичная аккумуляция делювиально-солифлюкционных отложений, поэтому данные процессы здесь замедлены. И ес-

ли в верхней части они непосредственно связаны с выражающим начальную стадию отбора рудного вещества образованием элювия, то в нижней делювиальная стадия россыпеобразования сопрягается с аллювиальной и, в зависимости от состояния рудного вещества, экзогенная денудация в большей или меньшей степени накладывается на аллювиальный процесс формирования россыпей.

Большая подвижность делювиально-солифлюкционных отложений способствует проявлению гравитационных сил, ведущих к некоторой дифференциации обломочного материала и его дополнительному дроблению. Она усиливает подвижность насыщающих деятельный слой почвенных вод, которые, в свою очередь, активизируют обмен веществ за счет выноса тонких фракций, коллоидов и растворимых солей. Это приводит к дополнительному высвобождению рудного вещества из жильного материала, тем не менее и здесь процесс не заходит далеко – значительная часть рудных минералов не вскрывается, а поступает в аллювиальную переработку вместе с обломочными породами в связанном с жильными минералами виде.

Приведенный анализ позволяет заключить, что в элювиальную стадию высвобождение рудного вещества от породообразующих минералов в различных поясах континентального литогенеза протекает неодинаково и в направлении от зоны тропического влажного климата к перигляциальному поясу постепенно ослабевает. Это значит, что в самых начальных стадиях россыпеобразования свойства рудных минералов, выраженные в константе гипергенной устойчивости, наиболее полно проявляются только в тропическом влажном климате, где вмещающие рудные тела горные породы подвергаются полной переработке, сопровождающейся их десилицификацией (латеритизацией) уже в элювии. По мере удаления от экватора к перигляциальному поясу вслед за затуханием десилицификации сокращается также вскрытие минералов в элювии; в криолитозоне их высвобождение осуществляется главным образом в водном потоке. Поэтому такие свойства, в частности платиноидов, золота, как плотность и другие, начинают проявлять себя лишь в аллювиальной среде и на участках, где происходит переработка обломочного материала и сегрегация их от жильного материала.

Именно местом вскрытия рудного вещества определяется различный ход россыпеобразующего процесса в гумидных зонах и в перигляциальном поясе. Однако в полной мере это относится к той группе минералов, которая мною отнесена к автохтонной, т. е. теряющей миграционную подвижность в свободном состоянии.

Перенос россыпеобразующих минералов в водно-аллювиальной среде

В разд. I рассматривались миграционные свойства россыпеобразующих минералов вообще. Эту проблему можно теперь проанализировать на примере конкретной обстановки, в которой происходит образование аллювиальных россыпей в долинах с нормальной мощностью аллювия. Ее решение облегчается тем, что выше уже исследованы общие вопросы гипергенной устойчивости минералов, особенности их вскрытия, динамика потока и по-

ведение в нем минерального вещества, условия сегрегации рудных и жильных (породообразующих) минералов в различных поясах континентального литогенеза.

Качественная характеристика, например, благородных металлов, выраженная в высоком значении константы гипергенной устойчивости, позволяет правильно объяснять их поведение в жидкой среде. Это достаточно однозначно описывается математически в соответствии с законами гидравлики, которыми, однако, невозможно подменить описание многостадийного россыпеобразующего процесса – необратимого геологического явления, развивающегося при определенном энергетическом уровне земной поверхности и термодинамического взаимодействия атмосферы с литосферой. Такой энергетический уровень имеет место не только в географических зонах с влажным и жарким климатом, но и в субполярной физико-географической обстановке, которая до недавнего времени считалась зоной вечного покоя.

Миграционные свойства золота, как было показано, таковы, что в свободном состоянии его минералы образуют россыпи в самой непосредственной близости от коренных источников, накапливаясь в существенно автохтонных россыпях. Из этой закономерности исключаются, разумеется, частицы соответствующей крупности (косовое золото), транспортирующиеся на десятки километров в водном потоке, освобождающиеся, в частности, из нероссыпеобразующих рудных формаций вулканогенного ряда. Нередки примеры, когда при размыве террас россыпи опускались на новые уровни и тем не менее не перемещались в горизонтальном направлении, полностью наследуя даже контуры прежних террасовых россыпей. Один из таких случаев изучен мною в бассейне Колымы. Здесь имеются серия террасовых россыпей различного уровня (рис. 10.10) и долинная россыпь, ориентированная поперечно к современному руслу водотока. Происхождение этой россыпи, имеющей вид обособленной струи, связано с подмывом рекой правого борта своей долины уже после формирования россыпей третьей террасы ручья. Подмыв сопровождался опусканием террасовой россыпи не менее чем на 15–20 м, но при этом в горизонтальном направлении она не сместилась, произошло лишь небольшое обогащение ее самородками и более крупными частицами за счет выноса мелких фракций. Опущенная россыпь своей западной частью несколько изогнута вниз по течению реки (если только допустить, что ее конфигурация не унаследована от террасовой россыпи ручья). Плотик новой долинной россыпи, возникшей за счет террасовой россыпи ручья, лишен каких-либо барьеров, резких выступов, неподатливых

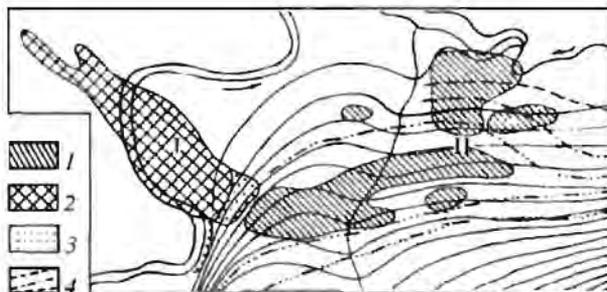


Рис. 10.10. Положение Чех-Чекинской долинной (I) и Тезкинских террасовых (II) россыпей в зоне подмыва рекой правого склона долины руч. Тезка: 1 – террасовые россыпи; 2 – долинная россыпь; 3 – аллювиально-делювиальная россыпь; 4 – бровки террас

слоев, ребристости, глубоких «карманов», которые как-то отличали бы его от плотика других россыпей этой долины, выполненной аллювием, имеющим нормальную мощность.

Этот пример не только опровергает идею о переносе свободного золота в водно-аллювиальной среде, но ставит под сомнение еще и теперь появляющиеся в литературе утверждения о возможности его перемещения на значительные расстояния в процессе переработки террасовых россыпей и их перетолжения на более низкие уровни.

Описанный случай не является исключением. Напротив, он типичен для долинных россыпей, которые во многих местах при своем формировании питались золотом террасовых россыпей в процессе их разрушения, что, впрочем, не исключает возможности привноса металла и непосредственно из коренных источников. В свою очередь, сами террасовые россыпи, по крайней мере наиболее низких уровней, содержат то или иное количество рудных минералов более древних россыпей, причем и в этом случае их перетолжение подчинялось той же закономерности малого смещения по направлению течения водотоков.

Впервые проблема переноса золота при образовании россыпей была рассмотрена Д. И. Соколовым [1826], который считал, что россыпи произошли от разрушения гор и жилы, заключенные в горах, служили если не единственным, то по крайней мере главным источником того золота, которое находится в россыпях. По его мнению, россыпи не могли быть переносимы водами на большие пространства, и, следовательно, если они рассеяны по обширным площадям, то *необходимо предполагать разделение их на системы, разным началам принадлежащие*. Впоследствии к аналогичным выводам пришел П. К. Яворовский [1896], который, изучая золотоносные россыпи Зейского района, отметил, что в свободном состоянии золото не переносится в горизонтальном направлении от начала до конца образования аллювиальных месторождений. Э. Данн [Dunn, 1929, p. 221] на основании своих наблюдений над австралийскими россыпями (штат Виктория) заключил, что «крупное золото редко перемещалось дальше по оврагам, а мелкое скапливалось в определенных местах. Вода сортировала материал, сносимый в овраги, и обычно концентрировала золото»⁸.

Однако утверждения названных авторов противоречили многочисленным случаям огромной, иногда достигающей нескольких десятков километров длины аллювиальных россыпей золота, что как будто свидетельствовало об их большой оторванности от коренных источников. Такие россыпи должны были рассматриваться как аллохтонные образования, в которых принимает участие рудное вещество, привнесенное из удаленных от места его расположения источников.

Вероятно, именно эти факты позволили К. И. Богдановичу [1910] поставить под сомнение утверждения П. К. Яворовского о слабой транспортабельности свободного золота при образовании россыпей. К. И. Богданович указал на ряд примеров удаленности россыпей от коренных источников на значительные расстояния. В дальнейшем, главным образом под влиянием идей

⁸ Здесь и далее цитаты из работы Э. Данна в переводе Н. А. Шило.

Ю. А. Билибина о слоевом движении донных отложений (что, кстати сказать, противоречит природе гидрологического процесса), в массе которых перемещается уже освободившееся от жильного материала рудное вещество (золото, платина, касситерит и др.), и выводов Н. Н. Горностаева, отрицавшего возможность образования аллювиальных россыпей в современных климатических условиях, в отечественной геологической литературе широкое распространение получили взгляды о большой подвижности свободного золота и платины. Они послужили основой некой стандартной схемы образования россыпей, согласно которой этот процесс начинается с полного высвобождения рудного вещества в элювии, где в гумидной климатической обстановке обязательно формируется мощная кора химического выветривания.

Эта схема, в свое время четко сформулированная Н. Н. Горностаевым [1937], не сняла противоречий между фактами, позволявшими по-разному истолковывать процесс образования россыпей, и привела к абсурдным выводам. Так, Н. Н. Горностаев [1973, с. 134] относил к первоочередным задачам поиска остатков коры химического выветривания, «особенно первых продуктов ее перемыва – “белых” и “желтых” россыпей и “кавардаков” – в золотоносных районах», так как, по его мнению, «эти именно образования неизменно оказываются наиболее богатыми из всех типов россыпных месторождений». Основываясь на положениях этой схемы, Л. И. Шаманский [1930] и другие создали особую теорию формирования металлоносного пласта, суть которой сформулирована следующим образом: «Так как золото имеет свойство перемещаться книзу, то нижняя часть россыпи обогащается за счет верхней, которая делается или бедной и непромышленной, или совершенно лишеной золота, т. е. торфами. Объясняя образование торфов перемещением золота к плотику, приходится допустить, что первоначальный состав торфов и песков был одинаковый» [цит. по: Иванов, 1937, с. 177]. А. В. Хрипков [1958], придерживаясь аналогичных взглядов, разделяет россыпное золото на активные и пассивные фракции и анализирует перенос с позиций поведения в речном потоке различных по величине зерен металла.

Внимательное рассмотрение работы А. В. Хрипкова приводит к неожиданным результатам. Дело в том, что в основу своих построений автор положил утверждение о зависимости в металлоносном пласте содержания и распределения золота от геометрического размера зерен или их гранулометрического (ситового) состава. В связи с этим он считает, что в период формирования россыпи именно размеры зерен определяют их поведение в водном потоке (начальная скорость потока как необходимое условие для перемещения золотин может быть, по его мнению, определена по формуле Г. И. Шамова). Однако А. В. Хрипков не учитывает, что разнообразие форм зерен самородного золота, присутствующего в одной россыпи, исключает прямую зависимость между геометрическими размерами зерен и скоростью движения воды. Сошлюсь на экспериментальные данные. Л. П. Мацуев [1960] показал, что зерна размером от 0,037 до 0,4 мм в зависимости от формы изменяют скорость падения в воде от 20,10 до 24,95 см/с и от 9,54 до 66,25 см/с. По данным М. И. Львовича [1938], зерна с диаметрами 2,23 и 0,19 мм, несмотря на различия в размерах, имеют вследствие разной формы одинаковую ско-

рость падения в воде (25 см/с). Материалы Л. П. Мацуева свидетельствуют, что при увеличении размеров золотинок в 10 раз их масса может увеличиваться в 900 раз, а скорость падения в воде – от 2,5 до 7 раз. Из всех этих данных следует, что при существующих на шлюзах режимах, где скорость потока равна 2 м/с, согласно расчетам по формуле, применяемой А. В. Хрипковым, все зерна размером до 15 мм (!) попадут в «активную» фракцию, т. е. в промышленных условиях это привело бы практически к потере всего золота.

Еще менее доказана принимаемая А. В. Хрипковым зависимость (для горных водотоков она не определена) между глубиной речного потока и площадью водосбора: расчеты по приведенной им формуле показывают, что при площади водосбора, равной 2,5 км², глубина потока достигает 16 м, а при площади 250 км² она увеличивается во много раз. Подобные результаты в комментариях не нуждаются, но я так подробно остановился на этой работе потому, что приведенные в ней расчеты часто рассматриваются как «убедительный» математический анализ процесса образования аллювиальных россыпей.

Итак, в современной литературе нет однозначного решения вопроса о переносе золота и некоторых других минералов в водно-аллювиальной среде. Одни авторы утверждают, что в свободном состоянии золото является неподвижным компонентом водно-аллювиальной среды; согласно другим представлениям, оно обладает в этой среде большой подвижностью. Для доказательства малой подвижности ссылаются на физические свойства золота, на многочисленные примеры автохтонной природы россыпей, на широко распространенные факты тесной связи россыпей с рудными месторождениями, очень слабое смещение россыпей при переотложении с высоких террас во вновь формирующиеся молодые долины и т. д. Напротив, большая подвижность золота аргументируется примерами значительных размеров россыпей, их большой оторванностью от коренных источников, отсутствием адекватности среднего содержания золота в россыпях и в коренных источниках, т. е. признаками аллохтонного происхождения россыпей.

В чем причина противоречий? Как их согласовать? Ответ на эти вопросы впервые был обоснован в целом ряде работ [Шило, 1948, 1955, 1956а, б, в, 1960а, б и др.]. Дело в том, что золото в свободном состоянии в водном потоке действительно является неподвижным компонентом, это полностью соответствует физическим свойствам минерала (см. разд. 1, 3). Значительная длина аллювиальных россыпей объясняется тем, что в известных условиях (перигляциальный пояс) они формируются за счет золота, поступающего в речной поток в связанном с жильными минералами виде (кварц и др.), что лишает его индивидуальных свойств, которые начинают проявляться лишь на тех участках долины, где оно вскрывается.

Предложенное истолкование вопроса основано на том факте, что прекращающаяся в перигляциальных условиях десилицификация горных пород не способствует вскрытию рудных минералов в элювиальную стадию россыпеобразования и они освобождаются от жильных минералов лишь в процессе аллювиальной переработки обломочного материала на разных участках речных долин. Именно тогда и происходит их концентрация, так как, «сбросив одеж-

ду» из жильных минералов и появившись на «на свет» в своем чистом виде, например, золото, за исключением, конечно, тех зерен, форма и размер которых не встречают гидродинамического запрета, уже не может мигрировать.

Вместе с тем исследования аллювиальных россыпей показывают, что в них во многих случаях содержится большое количество золота, связанного с обломочным материалом. Впрочем, это относится и к касситериту [Шило, 1948]. Эксперименты и фактический материал позволяют утверждать, что в области средне-, мелкогорного рельефа в перигляциальных условиях при формировании россыпей золота, платиноидов, касситерита, вольфрамита, иногда алмазов освобождение рудного вещества от жильного материала далеко не всегда доходит до конца. Часть его остается заключенной в крупной фракции аллювия. Впрочем, это характерно и для той части гумидной зоны, где вследствие ограниченного количества осадков литогенетические процессы затормаживаются на стадии образования глинистого вещества.

На эту особенность сегрегации минералов рудного комплекса от жильного материала мною было обращено внимание при изучении Хатыннахской россыпи еще в 1938 г. [Шило, 1948]. Позже А. И. Лифшиц [1957] провел специальные исследования, которыми выявлено состояние золота в трех месторождениях различных районов России: в Ново-Петровской террасовой россыпи и в долинных россыпях ручьев Широкого и Июньского. В Ново-Петровском месторождении установлено 10,03% золота, связанного с породой, в том числе свыше 7% (общего количества) с крупной ее фракцией ($d > 8$ мм); в россыпи руч. Широкого, промышленный пласт которой сложен мелкозернистыми песками, такого золота оказалось 3,1%; в месторождении руч. Июньского обнаружено 10,4% золота, находившегося в обломках породы. Однако безусловная заниженность этих данных станет совершенно очевидной, если обратиться к уникальному эксперименту, проведенному П. П. Аносовым в 1836 г. на Миасских россыпях золота (Урал).

П. П. Аносов подверг переработке, предварительно расквартовав, 10 тыс. пудов (160 т) золотосодержащих песков. Золото, извлеченное при обычной стандартной промывке на бутаре, до сих пор являющейся ведущим технологическим процессом добычи этого металла, он принял за единицу. После этого галечный отвал подвергся измельчению на толчее, из переработанного таким образом материала при повторной промывке было извлечено дополнительное золото; далее, применив амальгамацию и пропустив через бутару тот же материал, он извлек из него золота в 7 раз больше, чем давала простая промывка песков. Затем П. П. Аносов подверг пески плавке в металлургической домне, что повысило извлечение из них золота в 28 раз по сравнению с обычной промывкой. Однако плавка этих же песков в медеплавильной печи увеличила извлечение из них золота в 84 раза сравнительно с бутарной промывкой. Плавка расшихтованных с углем и флюсом песков в тиглях увеличила его извлечение в 95 раз от исходного (промывка песков на бутаре). И, наконец, исследователь соответствующим образом подготовленные пески обработал царской водкой, в результате чего было извлечено золота в 131 раз больше по сравнению с той частью, которая подвергалась простой промывке.

Обработка пробы обычной промывкой	1
Обработка галечников в толчее	>1
Промывка нетолченых галечников с ртутью.....	7
Плавка песков в металлургической домне	28
Плавка песков в медеплавильной печи	84
Плавка песков в тиглях с углем и флюсом	95
Обработка песков царской водкой.....	131

Из этого эксперимента совершенно очевидно, что почти все золото в песках, обработанных по столь сложной схеме, оказалось не только в не-вскрытом виде, т. е. находилось в обломках жильной породы, но и присутствовало в них, по-видимому, в какой-то другой форме, возможно, кластерной, тонкодисперсной или изоморфно входило в решетки других минералов.

Золото или другие рудные минералы, заключенные в обломочной фракции пород, способно переноситься водными потоками на сколь угодно далекие расстояния, пока они не будут вскрыты, после чего начнется их концентрация в соответствии с величиной $K_{г\gamma}$; причем этот процесс не является специфической особенностью только субполярной физико-географической обстановки, хотя здесь он выражен наиболее ярко; напротив, такая форма переноса рудных минералов характерна и для других климатических зон, где существуют условия, не способствующие их отделению от жильного материала. В этом отношении определенный интерес представляют наблюдения Э. Данна на россыпях Австралии (штат Виктория).

Исследования этого автора [Dunn, 1929] показали, что «если кварц ломкий и легко разрушающийся, то заключенное в нем золото быстро освобождается и рассеивается по склонам, распространяясь от источника в форме веера. В тех же случаях, когда кварц прочный и очень устойчивый, то даже тщательной разведкой не всегда удавалось обнаружить частицы золота под самым богатым столбом, и кварц из такой жилы скатывается по склону, не теряя заключенного в нем золота» [р. 216]. «Большая часть тяжелого (крупного) золота, отделившегося от кварца, оставалась на дне оврагов, но золото, связанное с кварцем и находящееся в крупных обломках кварца, выносится в руслах рек, более легкие обломки – во время обычных дождей, более тяжелые (крупные) – во время ливней» [р. 224]. «Кварцевые валуны и галька, содержащие золото, переносились потоками воды на большие расстояния, и хотя чистое золото может переноситься водой только в виде тонких пластинок или мельчайших частиц, тем не менее даже большие количества (массы) этого металла, заключенные в кварцевых валунах, легко транспортировались водой, так как их плотность лишь незначительно превышала плотность кварца. Компактный самородок массой в одну унцию с трудом перемещался бы водой в обычном потоке, но, заключенный в фунтовом куске кварца, он переносится легко. Ливни также способствуют значительному переносу материала. Кварцевая галька с включенными зернами золота хотя и редко, но все же встречалась в большинстве аллювиальных русел неподалеку от своего источника» [р. 224–225]. «В аллювиальных месторождениях обнаруживались

глыбы кварца массой до нескольких центнеров и даже тонн с включениями частиц золота. С другой стороны, на крупных самородках и даже на мелких частицах золота оставались отдельные зерна кварца. В некоторых случаях кварц и золото были сильно угловатыми, в других – превосходно окатанными водой» [р. 225].

Приведенные выдержки из книги Э. Данна (к сожалению, она не переведена на русский язык, и изложенные в ней данные остались неизвестными для многих геологов нашей страны) убедительно показывают, что перенос золота в жильной породе и его высвобождение в процессе переработки обломочного материала, содержащего золото, т. е. в ходе формирования аллювиальной свиты, представляют собой отнюдь не исключительное, а довольно распространенное в природе явление, хотя наиболее полное развитие оно получает лишь в пригляциальном поясе.

При осмотре аллювиальных месторождений штата Виктория, золотоносного района Австралии, я убедился, что по характеру гипергенного выветривания пород можно заключить, что россыпи в этом районе формировались в условиях умеренного влажного климата, в котором десилицификация пород не заходила далеко и поэтому вскрытие золота в элювии происходило лишь частично. В связи с этим неудивительно то обилие золотоносного обломочного материала, который наблюдал Э. Данн.

Освободившиеся от жильного материала рудные минералы, рассредоточенные в определенный период в толще аллювиальных отложений, содержащих повышенное количество глинистого компонента, как я наблюдал это, например, на платиноносных россыпях на Урале, могут переноситься на значительные расстояния, особенно в констративную и перстративную динамические фазы деятельности руслового потока. Между прочим, на это обращал внимание еще Л. Я. Лурье [1902], показавший, что с глинистой фракцией песков, достигающей в некоторых ленских россыпях более 30–35%, уносится золота от 9 до 12 усл. ед./т, что было проверено обработкой таких песков простой промывкой и цианированием.

Аналогичная связь мелких фракций золота (менее 0,5 мм) с глинистым компонентом песков была установлена и для россыпей Северо-Востока России, содержащих повышенное количество суглинистого субстрата [Прусс и др., 1976]. Такого же состава пески мне пришлось наблюдать на Исовских платиноносных россыпях (Урал), которые отрабатываются, в частности, 25-й драгой. Из-за большого количества в песках глинистого материала, захватывающего до 70% мелкой фракции платины, драга для полного ее извлечения проходит по своему следу не менее четырех раз. С этой же проблемой сталкиваются и при отработке алмазоносных россыпей Красновишерского месторождения; в его глинистых песках большая доля принадлежит, по-видимому, смектитовому и каолиновому компонентам.

Очевидно, что приведенные данные отражают только отдельные детали сложного процесса, в котором лишь часть золота (или платины), находящаяся в свободном состоянии, проявляет свои индивидуальные физические свойства (при этом его поведение в водном потоке поддается математическому описанию в соответствии с законами гидравлики), а большая часть метал-

ла, заключенная в жильном материале, ведет себя как обычный минеральный компонент аллювиальных отложений, константа гипергенной устойчивости которого близка константе кварца. Именно эта «двойственная» природа золота (платины) определяет в ряде случаев такие особенности аллювиальных россыпей, которые на первый взгляд кажутся противоречивыми, особенно если они изучаются по заранее придуманным схемам без учета сложной физико-географической обстановки, существенно изменяющейся от одной географической зоны земного шара к другой.

Концентрация рудных минералов в аллювиальных отложениях

В самом общем виде концентрация освободившихся от жильного материала рудных минералов в аллювиальных отложениях сводится к выносу из них легкой фракции и возрастанию в аллювии, за счет уменьшения объема отложений, содержания рудного вещества. Этот процесс, как следует из ранее изложенного, подчиняется географической или литогенетической зональности и поэтому не просто изменяется, но усложняется в различных климатических и тектоно-геоморфологических условиях.

Концентрацию рудных минералов в аллювиальных отложениях часто представляют упрощенно, неправильно трактуя условия переноса тяжелых минералов и особенности вскрытия рудного вещества в речных долинах в ходе собственно аллювиальной переработки обломочных пород.

В геологической литературе распространены представления о затухании в направлении от водоразделов к речным долинам (поймам) физико-химической переработки (в перигляциальном поясе – криогенеза) обломочных пород, в частности связанной с воздействием на них температур. Эти идеи впервые были, по-видимому, высказаны в 1930 г. (рукопись) Ю. А. Билибиным, который считал, что «еще не измельченные куски золотоносной породы испытывают главным образом истирание, но не искрашивание, благодаря чему содержащееся в них золото освобождается весьма медленно и, рассеиваясь на громадном протяжении реки, *не образует россыпей*» (курсив мой. – Н. Ш.) [цит. по: Иванов, 1937, с. 178–179]. Вслед за ним Н. Н. Горностаев [1937, с. 128] писал, что «обломки коренных пород и глыбы кварца с заключенным в них золотом, попадая на дно водного потока, подвергаются усиленной механической обработке, главным образом истиранию. Поэтому и золото, заключенное в этих обломках, по мере истирания гальки будет *истираться в тончайшее плавучее золото*» (курсив мой. – Н. Ш.).

Приведенные высказывания по существу отрицают значительно более распространенный вид разрушения обломочного аллювиального материала – распад обломков, гальки, валунов, в том числе и жильного кварца, под действием колебаний температуры, десквамацию крупных глыб и разрушение обломков пород вследствие гидратации минералов и химического выветривания пород. Правда, эти явления в гумидном поясе не совсем отрицаются, но им не придается ведущего значения, а в перигляциальных условиях их существование вообще не признается.

Вместе с тем мною показано во многих работах, что формирование продуктивного слоя аллювия в зоне развития вечной мерзлоты сопровождается активным проявлением криогенеза (термоденудации), протекающего в переувлажненной среде и при свободном обмене вещества. Так как существенной особенностью аллювиальных отложений вообще является сильная подвижность в направлении водного потока, то в сфере флювиальной деятельности реки обломочный материал подвергается интенсивному воздействию колебаний температуры, тем более при столь резком термодинамическом взаимодействии атмосферы с литосферой. Следовательно, дробление обломочного материала в приповерхностной части аллювиальной свиты развивается также в пределах днищ долин, причем протекает с не меньшей силой, чем в между-речных пространствах при формировании отложений водораздельного и склонового фашиальных комплексов. Интенсивность криогенеза в речных долинах даже усиливается, чему способствует переувлажненная среда и особенно промерзание в зимнее время подавляющего большинства водотоков северных широт.

Это приводит к интенсивному дроблению горных пород и, следовательно, не к истиранию золота, как считали Ю. А. Билибин, Н. Н. Горностаев и их последователи, а к его полному высвобождению. Об этом свидетельствуют многочисленные факты, в том числе присутствие в аллювиальных россыпях сложных ажурных слабо деформированных агрегатов и кристаллов золота (обычно именуемых «рудными» формами) совместно с хорошо окатанными зернами со следами сильной обработки (кованности). Разнофракционный состав золота в одной и той же россыпи ошибочно представляют следствием слабой дифференцированности осадка, так как с позиций переноса речным потоком свободных зерен его нельзя объяснить.

Разрушение обломочного аллювиального материала под воздействием криогенеза не прекращается и после его перехода из зоны действия руслового потока в состав долинных (пойменных) или даже террасовых отложений. Здесь развитию физического выветривания способствует формирование деятельного слоя со всеми присущими ему сложными турбулентными движениями, сопровождающимися дальнейшим преобразованием обломочного материала, в том числе жильных пород с заключенным в них рудным веществом. Иными словами, в поймах рек возобновляется элювиальный процесс, захватывающий приповерхностную часть аллювиальной толщи, выведенной из сферы флювиальной деятельности.

Влияющие на обломочный материал аллювиального слоя силы, особенно криогенез в перигляциальном поясе, эффективно проявляются и в стадию образования русловой и плотиковой фации. Этот процесс сопровождается разрушением попавших в сферу флювиальной деятельности водного потока обломков, а также освобождением от жильных пород рудного вещества, часть которого вскрывается в самом пласте, остается на месте и распределяется в соответствии с законами турбулентного движения потока. В основе механизма разрушения обломков, представляющих собой сложный агрегат рудных и породообразующих минералов, лежит не только механическое воздействие (удары, вибрации и др.) на них, но и различие коэффициентов объемного и линейного расширения составляющих их минералов, например золота и за-

ключающего его кварца. При изменении температуры такой агрегат легко распадается, и рудные минералы высвобождаются из него, полностью сохраняя «рудный» облик, в случае золота – нередко ажурные дендритовидные и другие легко разрушаемые при передвижении в аллювии скульптуры. Это в равной мере относится к платине, касситериту, вольфрамиту и другим минералам, чьи физические свойства отличаются от свойств породообразующих минералов.

Влияние гидродинамических сил водного потока наблюдается и в районах с умеренным влажным климатом. К таким районам можно отнести Южную Австралию (штат Виктория), где, по наблюдениям Э. Данна [Dunn, 1929, p. 224], «ручьи играли роль трубчатых мельниц, в которых кварц измельчался и округлялся, а золото освобождалось *в виде частиц и зерен различной крупности*» (курсив мой. – Н. Ш.). «В непересыхающих ручьях эти процессы проходили довольно быстро, в пересыхающих – прекращались в перерывах между дождями» [там же]. «В узких руслах весь обломочный материал уносился быстрым течением и оставалось только одно золото. Концентрация такого рода происходила, вероятно, в руслах таких рек, как р. Принц Регент и другие в Баларате (штат Виктория), где золото было столь обильно, что отдельные участки получили название «ювелирные магазины». ...Ручей Рид и его продолжение – ручей Булшед близ Бичворта – являются примерами ручьев с богатым скоплением золота в руслах. Они представляют собой как бы естественные шлюзы, в которых в течение многих веков в огромном масштабе происходила концентрация золота» [там же, p. 225].

Воздействие колебаний температур и гидродинамических сил водного потока на породы, в которых заключено золото, в умеренном климате (Баларата, Австралия) и в перигляциальном поясе (Северо-Восток России, Аляска) имеет много сходного. Разница заключается лишь в том, что высыхание ручьев, о чем пишет Э. Данн, рост положительных температур (более +10...+40°C), как это имеет место в южных районах Австралии, сменяются в Северном полушарии их промерзанием и нарастанием отрицательных температур (-10...-40°C). Однако и в том и в другом случае физика процесса имеет принципиально одинаковую природу – колебания температур, хотя в северных районах процесс усложняется еще и замерзающей в трещинах обломков водой. Энергичное разрушение кварца я наблюдал в штате Виктория и на о-ве Тасмания: плоские водоразделы территории, где на поверхность выходят жилы, настолько обильно усеяны дресвой кварца, что даже с небольшого расстояния создается иллюзия снежного покрова.

Итак, перенос речным потоком рудного вещества в жильном материале – широко распространенное явление. И если ему до сих пор не придается должного значения, то делается это по традиционной приверженности к неверным в своей основе идеям, о которых говорилось выше. В какой-то мере это связано с тем, что литологи до сих пор весьма робко признают само существование перигляциального пояса и соответствующего ему типа континентального литогенеза, либо следуют за А. Пенком, относившим все проявления этого типа литогенеза к гумидным процессам планеты, либо вообще отрицают его.

Как заметил читатель, рассматривая образование промышленного пласта россыпи, я не раскрывал механизм концентрации (накопления) в нем его главного компонента – рудного минерала. Это было сделано умышленно, чтобы прежде всего сосредоточить внимание на важнейшем вопросе образования россыпей: как и в каком виде рудные минералы поступают к месту концентрации в промышленном пласте аллювиальной россыпи. Теперь, когда ответ на этот вопрос получен, легче понять и механизм концентрации вообще рудного кристаллического вещества в аллювии, и, следовательно, весь процесс образования долинных россыпей с нормальной мощностью отложений.

Промышленный пласт россыпи образуется как бы в две периодически сменяющиеся стадии. Вначале формируется его каркас из грубообломочного материала, представленного щебнем коренных пород или долинным элювием, затем плотиковый аллювий, который включает как окатанный материал, поступающий из залегающих на плотиковом аллювии галечников, чаще всего равновесных, так и слабо обработанный. Совместное присутствие в плотиковом аллювии щебня и гальки является результатом «диффузионного» обмена и кольматажа. С этой точки зрения тонкодисперсный осадок плотикового аллювия является своеобразным генетическим аналогом пойменного и старичного аллювия равнинных рек.

Свободные рудные минералы, если форма зерен и силы потока позволяют переносить их на какое-то «дозволенное» гидродинамическими условиями расстояние, при формировании промышленного пласта в первую очередь концентрируются вместе с соответствующей фракцией обломочных пород этого каркаса. Во время подвижек обломков, вибрации донных отложений и т. д. тяжелые зерна проседают в нижние горизонты слоя, к которым в последующие этапы перебива руслового аллювия и дополнительной переработки обломочного материала присоединяются все новые порции металла, иногда проникающего через щебень в трещины коренного ложа долины. Донные отложения (долинный элювий, плотиковый аллювий и равновесные галечники) в этом случае выполняют роль тяжелых взвесей при обогащении на виброшлюзах. В зависимости от характера пород, соотношения фракций, мощности отложений и ритма периодической смены турбулентного потока с наиболее сильно выраженными вихрями спокойным, близким к ламинарному течением рудные минералы получают то или иное распределение по вертикали пласта. В одних случаях максимальные их концентрации приурочиваются к нижней части плотикового аллювия (рис. 10.11, а), в других – поднимаются вверх, вплоть до того, что скапливаются в нижнем горизонте равновесных галечников. Иногда наиболее богатым оказывается долинный элювий (рис. 10.11, б, в).

Рудные минералы, привнесенные вместе с жильным материалом на какой-то участок, где происходит его переработка и, следовательно, высвобождение зерен, также концентрируются в плотиковом щебне (долинном элювии), в плотиковом аллювии и частично в перекрывающих его галечниках. Спад энергии потока влечет за собой фильтрацию в каркас взмученного тонкого материала, который иногда облекает самородки и зерна со сложной скульптурой. Такое «партнерство» золота, илесто-глинистого вещества, слабо

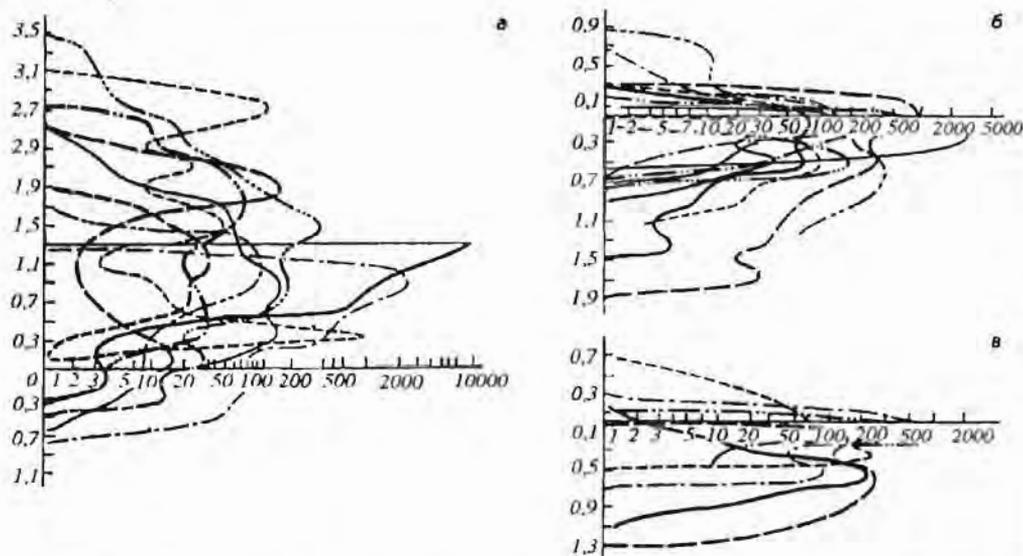


Рис. 10.11. Диаграммы распределения содержания золота в вертикальных разрезах аллювиальных россыпей (по оси ординат – расстояние вверх и вниз от коренного плотика, м; по оси абсцисс – содержание золота, усл. ед.) [Гольдфарб, Генкин, 1970, с. 262]; а, б, в – группы россыпей, принадлежащие различным динамическим фазам развития долин и формирования аллювия; каждая кривая относится к отдельной россыпи

окатанного обломочного материала (щебня) и валунов или галечника казалось поражающей всех загадкой, генетическую сущность которой по привычке даже не пытались объяснить, а их ассоциацию признавали нормально возникшей в ходе формирования аллювия и в результате его несовершенной дифференциации.

Подобный механизм лежит в основе и продольного по россыпи распределения минералов в аллювии речных долин с нормальной мощностью отложений (рис. 10.12). Максимальные концентрации золота или вообще шлиховых минералов, запасы и даже ширина россыпи, как правило, приурочены к участкам, на которых создаются благоприятные гидродинамические условия для переработки обломочного материала (рис. 10.13, 10.14).

Геологическое изучение аллювиальных месторождений перигляциальных районов или зоны умеренного влажного климата гумидного пояса показывает, что на любой стадии развития долины, в которой с течением времени возникает россыпь, концентрация рудного вещества вследствие разнообразных условий переработки обломочного материала происходит неравномерно, хотя и осуществляется в силу одних и тех же законов. Отмечается, что участки с благоприятными условиями для накопления одного минерала одновременно являются и участками концентрации других минералов шлихового комплекса с близкими значениями константы гипергенной устойчивости. Наглядным примером этого служит образованная в долине с нормальной мощностью аллювия россыпь, в которой полезными компонентами являются золото и касситерит (см. рис. 10.14).

При формировании долинной россыпи золото поступало из многих коренных источников, размывавшихся боковыми притоками р. Хатыннах, в то время как касситерит привносился только из ее истоков. Такая разница в размещении коренных источников золота и олова, казалось бы, должна была повлечь за собой несовпадение распределения максимумов концентрации обоих минералов. Между тем в россыпи золото и касситерит накапливались на одних и тех же участках, словно они поступали из одного источника и обладали одинаковыми физическими свойствами (плотность и др.). Совпадение кривых изменения среднего содержания (см. рис. 10.14) обоих минералов россыпи, очевидно, определяется условиями переработки обломочного материала в долине. Процесс происходил в обстановке длительного формирования месторождения, в условиях преобладающей вертикальной эрозии (об этом свидетельствует нормальная мощность аллювия в долине), наконец, он обусловлен поступлением золота и касситерита в обломках жильных пород.

Вместе с тем приведенные кривые показывают, что максимальные концентрации касситерита несколько смещаются ниже по течению по отношению к местам максимального накопления золота. Аналогичное соотношение в свое время наблюдалось М. И. Рохлиным для касситерита и вольфрамита в чукотских россыпях. По-видимому, это определяется разной подвижностью минералов, которую они проявляют в качестве индивидуальных свойств после того, как сброшена «жильная одежда», до поры до времени уравнивавшая их в водно-аллювиальной среде.

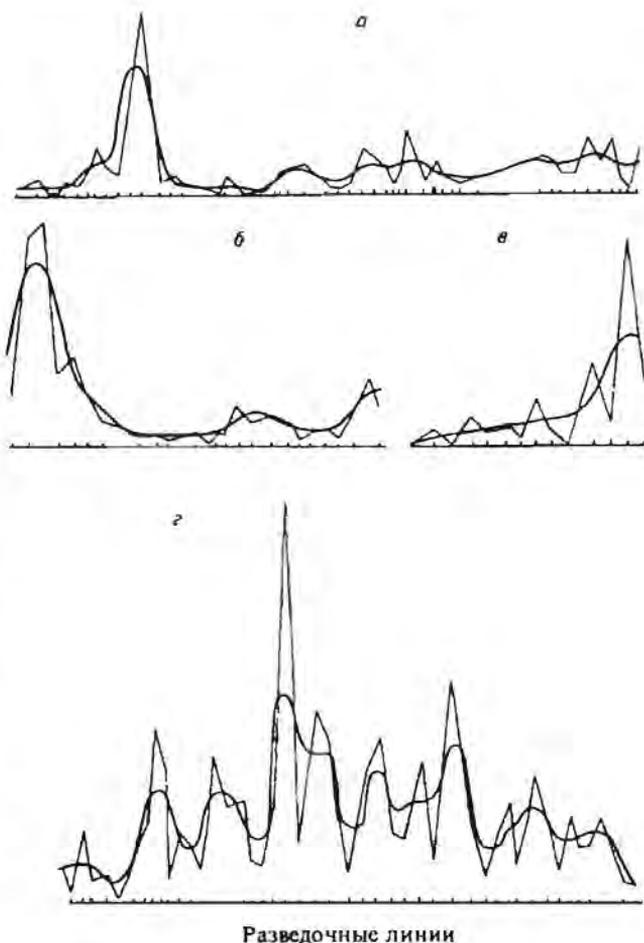


Рис. 10.12. Варианты (а-г) относительного распределения золота в продольном направлении различных россыпей [Ли, 1965, с. 135]

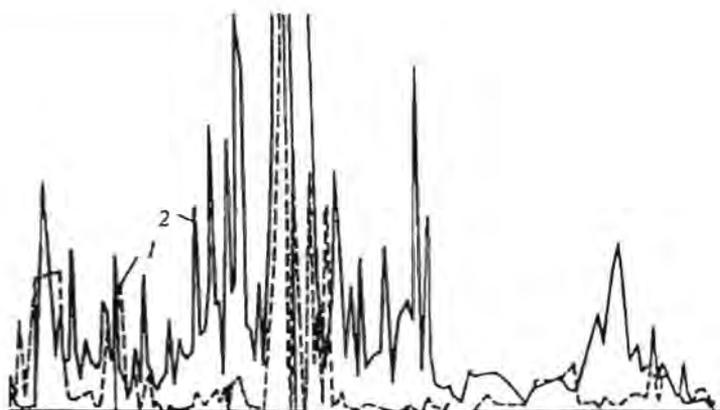


Рис. 10.13. Связь относительных значений линейных запасов (1) и ширины контура (2) по длине россыпного месторождения, сформированного в долине с нормальной мощностью аллювия (р. Малый Ат-Юрях, бассейн р. Колыма)

Приведенные примеры еще раз подтверждают положение о том, что участки максимальной концентрации (накопления) различных минералов в аллювиальных отложениях одновременно являются и участками наиболее интенсивной переработки обломочного материала.

Положение россыпей в речных системах

Положение россыпей в речных системах контролируется тектоно-геоморфологическими условиями развития поверхности рудной провинции и физико-географической обстановкой, в которой происходит их формирование, т. е. типом литогенеза, определяющим место вскрытия рудного вещества, накапливающегося в аллювиальных отложениях нормальной мощности в ходе образования речной долины. Этот один из коренных законов развития россыпеобразующего процесса в равной мере выполняется, разумеется с соответствующими отклонениями, для всех минералов с константой гипергенной устойчивости, превышающей $K_{г\gamma}$ кварца (за исключением, конечно, янтаря). Из этого следует, что россыпи даже одного полезного ископаемого,

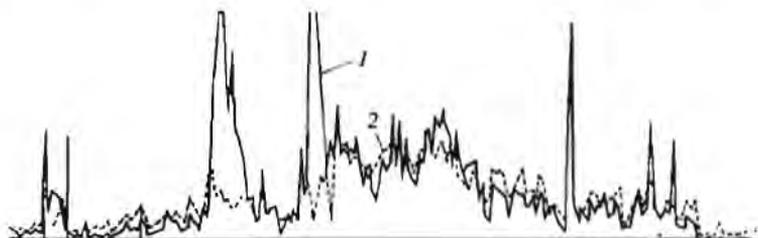


Рис. 10.14. Графики относительного распределения содержания касситерита (1) и золота (2) по длине россыпи в долине с нормальной мощностью аллювия (р. Хатыннах, бассейн р. Колыма)

скажем, золота, формируясь в связи с образованием долин того или иного хортоновского порядка, заключают максимальное количество металла (или минерала) в зависимости от указанных выше факторов. К сожалению, многие авторы рассматривают положение россыпей в речных системах отвлеченно от климата и геоморфологических условий образования самих речных систем и придают отдельным частным факторам универсальное значение.

Так, Ю. И. Гольдфарб и П. О. Генкин [1970] при попытке разделить «флювиальные четвертичные россыпи золота по условиям образования и геоморфологическому положению» [с. 256] чрезвычайно запутали совершенно ясные генетические явления. Представленный авторами интересный материал вследствие неправильной интерпретации вводит читателя в заблуждение, в частности по вопросу «распределения содержаний золота в вертикальных разрезах аллювиальных россыпей» [с. 262]. Я не останавливаюсь на этой работе, так как об этом писал, правда, на мой взгляд, неоправданно осторожно, И. П. Карташов [1976].

Примерно аналогичную ошибку допускает, излагая интересный материал по геологии золотоносных россыпей Северо-Востока, и Ю. А. Травин. Он рассматривает речную долину как заранее данный желоб, в котором образуется аллювиальная россыпь; в действительности же эрозионная деятельность водных потоков, следствием которой являются речная долина, формирование аллювиальной свиты нормальной мощности и образование россыпи, – единый процесс, развивающийся в пределах рудного поля на том или ином участке земной поверхности. Россыпное месторождение, представляющее собой комплекс россыпей, есть итог длительного и сложного преобразования рудного поля. Как геологическое тело, которое имеет свои геометрические параметры, возраст и содержание, россыпь, конечно, должна занимать определенное положение в сформировавшейся речной системе.

Ю. А. Травин, применив статистический анализ, пришел к выводу, что от долин высоких порядков (VII–VI) к долинам низких (V–II) порядков происходит резкая убыль запасов золота (табл. 10.2). При этом автор отмечает: «Чтобы не исказить общей ситуации, в таблице умышленно не приведены сведения об уникальных месторождениях, локализованных в долинах IV–V порядков» [Травин, 1970, с. 272]. Но этого как раз и не следовало делать, ибо рассматриваемые россыпи относятся к перигляциальному поясу, где рудное вещество высвобождается в процессе переработки аллювиального обломочного материала, что и является основной причиной образования уникальных россыпей в долинах с нормальной мощностью отложений. Именно этот генетический фактор наглядно подтверждают данные П. О. Генкина [1975], обработавшего материалы по Северо-Востоку России в целом. Полученное им распределение россыпей и запасов в долинах различных порядков приведено в табл. 10.3.

По таблицам видно, что максимальное количество россыпей приходится на долины III и II порядков, а максимальные запасы – на долины V порядка, что свидетельствует не о переносе вскрытого рудного вещества (в данном случае золота), как считает П. О. Генкин, а об условиях формирования долин речной системы и переработки водными потоками обломочного материала, включающего рудный минерал, не вскрывшийся в элювиально-делювиаль-

Таблица 10.2

Распределение отработанных запасов золота (усл. ед.) в россыпных месторождениях долин различных порядков [Травин, 1970, с. 273]

Номер месторождения	Порядок долин				
	VII-VI	V	IV	III	II
1	I				
2		0,18			
3			0,18		
4			0,40		
5	I				
6		0,03			
7			0,85		
8				0,02	
9					0,05
10	I				
11		0,49			
12				0,42	
13				0,28	

ную стадию россыпеобразующего процесса. Долины нельзя классифицировать как желоба: выносящие, принимающие и рассеивающие. В ту или иную стадию развития долины может преобладать одно из этих свойств, чтобы затем смениться другим, и т. д. Поэтому анализ материалов по конкретному району (провинции), подобный приведенному выше, правильнее проводить с позиций статистического положения россыпей в долинах с учетом стохастического распределения их по долинам разных порядков.

Динамика образования россыпей, как и аллювиальной свиты или продуктивного пласта, контролируется не только литогенетической зональностью, которую не учитывают И. П. Карташов [1976], П. О. Генкин

[1975], Ю. А. Травин [1970] и другие исследователи, распространяющие полученные по перигляциальному поясу данные на все другие климатические зоны, но зависит еще и от многих других причин, например, от положения коренного источника, его характера (податливости к физическому и химическому выветриванию и др.) и т. д.

Действительно, в перигляциальных условиях долины I и II порядков не всегда являются золотоносными, хотя и здесь россыпи нередко протягиваются до истоков ручьев. Эти случаи обычно объясняются наличием на водоразделе легко разрушаемых дренируемых водотоками рудных месторождений, таких, например, как минерализованные зоны смятия и дробления и др. Однако доля запасов подобных долин по сравнению с запасами в долинах более высокого порядка, как правило, незначительна. Обедненность россыпями долин низких (I и II) порядков в высоких широтах планеты связана с условиями развития речной сети в этой климатической обстановке. Долины

Таблица 10.3

Распределение количества россыпей и их запасов по речным долинам разных порядков [Генкин, 1975]

Порядок долин	Коэффициент распределения россыпей	Средние запасы, усл. ед.	Порядок долин	Коэффициент распределения россыпей	Средние запасы, усл. ед.
I	1	1	V	0,2	13,2
II	1,7	1,6	VI-VII	0,2	10,1
III	1,8	4	IX	0,03	4,7
IV	0,8	7,1			

здесь, как правило, узкие, имеют более или менее крутые склоны, лишенные террас, крутые продольные профили и неразработанные поймы. В течение какого-то времени своего развития они служат зоной (а не желобом!) выноса обломочного материала, в котором заключено рудное вещество, — только в этом смысле их можно называть выносящими. В таких долинах в перигляциальных условиях плотиковый аллювий усваивает (улавливает) только то золото (или другие минералы), которое вскрывается в элювиально-делювиальную стадию. Малая доля запасов россыпей этих долин в рассматриваемых конкретных случаях (Северо-Восток России) как раз и свидетельствует о том, что рудное вещество, заключенное в породе, т. е. лишенное возможности проявить свои истинные физические свойства, не концентрируется. Думаю, что это справедливо даже для тех нередких случаев, когда водотоки подобных долин, сохраняя на какое-то время в ходе своего развития крутые уклоны, дренируют рудоносные зоны в продольном направлении. Быстрое удаление обломочного материала потоками, если в этом к тому же участвуют сели, также не способствует вскрытию рудного вещества, а следовательно, и его концентрации в аллювии.

Такие долины, формирующиеся в умеренной климатической обстановке гумидного пояса и в перигляциальных условиях, не характерны для тропического и субтропического влажного климата, где благодаря интенсивной десилификации пород рудные минералы вскрываются еще в элювии и концентрируются в долинах I порядка, протягиваясь от элювиальной россыпи в виде аллювиального шлейфа (Малайзия, Индонезия, отчасти Австралия и др.).

В перигляциальном поясе на аллювиальный процесс, особенно в долинах I порядка, накладывается мерзлотная агградация днища [Шило, Шумилов, 1969]. Она проявляется до установления равновесного состояния между поступлением рыхлого материала в русло и способностью водотока к его переработке и выносу, в результате чего в тальвеговой части образуется некоторый слой первичного аллювия, т. е. фактически непереработанного материала. Мощные конусы выноса обломочного материала в устьях таких долин свидетельствуют об их транзитной роли, которой способствует не только крутизна продольного профиля долин, но и определяемый криолитологическими особенностями водоупорный характер накапливающегося в тальвеге первичного аллювия.

Долины водотоков III, IV и более высоких порядков того же перигляциального пояса развиваются иначе, по крайней мере в ту стадию формирования, когда они переходят из одного состояния в другое. Для них характерны более или менее выположенные склоны, террасы, причем слабые уклоны продольных профилей способствуют разработке пойм. Такой тектоно-геоморфологический ход событий определяет активную переработку обломочного материала в руслах, освобождение рудного вещества от жильных пород и его концентрацию в плотиковом аллювии, в надплотиковом щебне (долинном элювии) и частично в равновесных галечниках. Этот процесс развивается особенно благоприятно, если водотоки разрабатывают долины вдоль рудоконтролирующих разломов. Полнота вскрытия рудного вещества в поймах способствует формированию долинных россыпей с нормальной мощностью аллювия, в которых концентрируется значительная доля золота, если речь идет о золотоносных россыпях, или других минералов (платина, касситерит и

др.). Именно в этих случаях россыпи приобретают размеры, соизмеримые с протяженностью рудных полей с большой проницаемостью ослабленных зон, и становятся особенно богатыми. Однако среднее содержание золота в россыпях и в рудных месторождениях, за счет которых они образуются, не одинаково – в первых оно, как правило, более высокое.

Эти россыпи, конечно, являются типичными аллювиальными образованиями и не несут «черты и аллювиального, и делювиального генетических типов», как считают О. В. Кашменская и З. М. Хворостова [1965, с. 149]. При такой трактовке следовало бы вообще все речные долинные отложения считать аллювиально-делювиальными, так как в их составе всегда присутствует какая-то часть материала из коренных пород, в которые врезано русло. Однако никому и в голову не приходит такая, по меньшей мере, смелая мысль.

Долины еще больших порядков если и содержат россыпи, то в большинстве случаев бедные. Золото в них, как правило, мелких классов крупности, т. е. «косовое» и т. п. Это в равной степени относится и к касситериту, хотя по значению константы гипергенной устойчивости он стоит далеко от золота. Однако его изнашиваемость в аллювиальном процессе не способствует образованию россыпей в долинах более высоких порядков, чем VII и VIII.

Другие россыпеобразующие минералы, отличающиеся от золота, например, плотностью, могут концентрироваться в долинах иных порядков, но их поведение в аллювиальном процессе также подчиняется литогенетической зональности, иными словами, зависит от того, в какую стадию россыпеобразующего процесса вскрывается рудное вещество.

При рассмотрении проблемы в целом, разумеется, должны учитываться сложные перестройки речной сети, которые могут происходить под влиянием тектонической активизации, ледниковой деятельности и других причин, например, при перехватах, когда порядок долин нарушается и их прямая последовательность усложняется. Таким образом, положение аллювиальных россыпей в долинах с нормальной мощностью аллювия далеко не всегда подчиняется контролю хортоновского порядка долин. В то же время одна из ведущих ролей в распределении россыпей в речных системах принадлежит физико-географической зональности, от которой зависят место вскрытия рудного вещества, условия его переноса и концентрации в процессе разработки долины водотоком. В связи с этим уместно остановиться на одном интересном примере, хорошо подтверждающем сказанное.

Е. И. Тищенко собрал и соответствующим образом обработал «материал по всем ранее отработанным и разведанным небольшим (протяженностью менее 10 км) ключам и распадкам Ленского золотоносного района» [Тищенко, 1965, с. 166]. Он показал, что в «ключях с уклоном русла более 0,08 (4,5°) сосредоточено лишь 1,24% всего учтенного металла. Практически все золото было добыто в ключах, имеющих южное, юго-западное и юго-восточное направление течения. Подобная же картина наблюдается и в ключах с уклонами от 0,05 до 0,08 (3–4,5°). В ключах с уклоном 0,02–0,025 (менее 3°) отмечается качественный скачок – здесь зафиксировано 93,3% учтенного металла» [там же]. На основании полученных данных автор заключает: «...если признать..., что движение рыхлых масс солифлюкционным процессом не приводит к заметной концентрации тяжелых компонентов, то станет понятно столь резкое падение насыщенности золотом ключей и распадков с уклонами более 3°.

При подобном подходе можно объяснить почти полное отсутствие россыпного золота в крутых (с уклоном более 3°) ключах, текущих в северо-западном, северо-восточном, северном и восточном направлениях» [там же, с. 166–167] (рис. 10.15).

Эти данные не требуют дополнительных пояснений: они достаточно убедительно показывают ошибочность позиции, которой придерживаются О. В. Кашменская и З. М. Хворостова в упомянутой выше работе. Нельзя также эту проблему рассматривать в отрыве от литогенетической зональности, которая не нашла отражения в дискуссии о месте россыпей в речных долинах того или иного порядка, участники которой в одинаковой мере допускают одну и ту же ошибку – игнорируют условия проявления континентального литогенеза, а следовательно, вольно или невольно рассматривают проблему в отвлеченном виде.

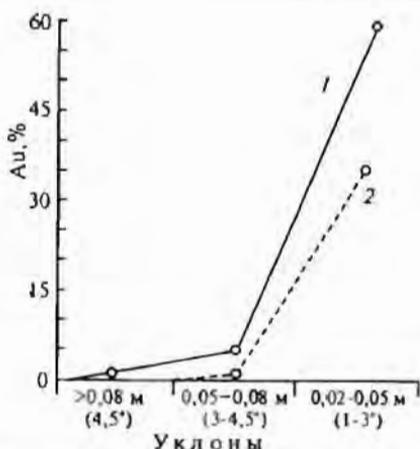


Рис. 10.15. Соотношение учтенного золота в долинах зоны развития перигляциального литогенеза [Тищенко, 1965]: 1 – южной, юго-западной, юго-восточной и западной ориентировки; 2 – северной, северо-западной, северо-восточной и восточной ориентировки

Математическая модель образования россыпей в долинах с нормальной мощностью аллювия

Длительная дискуссия по поводу образования россыпей полезных ископаемых вообще и золота в особенности является следствием преимущественно качественного описания аллювиальной деятельности в речных долинах. Я обращал на это внимание еще в 50-х гг. [Шилю, 1956а, б, в]; тогда же было показано, что часть рудного вещества, а в перигляциальном поясе – его главная масса в зону переработки водным потоком поступает связанной с другими минералами. Хотя это принципиальное положение, рассматриваемое мною в качестве исходного для объяснения многих геологических особенностей россыпей, было встречено без энтузиазма (одними исследователями вследствие недооценки его сущности, другими – из-за нежелания отказаться от традиционных представлений), оно тем не менее постепенно внедрилось в литературу.

Наиболее полно и корректно это положение проанализировал В. В. Поликарпочкин, причем с геохимических позиций и с учетом своих данных по ореолам рассеяния вещества для широкого спектра химических элементов [Поликарпочкин, 1970]. Этот исследователь получил математическую модель, как мне кажется, наиболее полно учитывающую различные формы поступления в долину рудного вещества из коренных источников, переработку обломочного материала речным потоком и концентрацию минералов в аллювии. По совокупности охваченных параметров её можно назвать «общей теорией образования россыпей». А поскольку она дает количественную интерпретацию соотношения коренных источников и россыпей, модель можно исполь-

зовать для предварительной оценки рудных месторождений по россыпной золотонности и, наоборот, россыпей по коренным источникам, если последние относятся к россыпеобразующим формациям.

Изменение количества аллювиальных осадков в пределах нормальной мощности речных отложений, согласно математической интерпретации баланса полезного компонента аллювиальных отложений и материала в целом, В. В. Поликарпочкин [1970, с. 230–233] выражает как разность между отлагаемыми и эродируемыми осадками с учетом вывода части вещества в донные слои:

$$\partial(s_n \bar{C}_n) / \partial t = k_{op} s' \bar{C}' - \bar{k}_{эр} s_n \bar{C}_n - B_C(x, t);$$

$$\partial(s_n \bar{q}_n) = \bar{k}_o s' \bar{q}' - k_{э} s_n \bar{q}_n - B_q(x, t),$$

где s_n , q_n – площадь поперечного сечения и плотность активного слоя; C_n – концентрация полезного компонента в активном слое; k_{op} , $k_{эр}$, k_o , $k_{э}$ – коэффициенты отложения и эрозии соответственно полезного компонента и твердого материала в целом; $B(x, t)$ – количество материала, выводимого в нижележащие отложения.

Так как C является средней концентрацией рудных минералов в нижней (подрусловой) части аллювия, которая меняется по вертикальному разрезу в связи с изменением коэффициента эрозии и отложения, а также в зависимости от гравитационного падения зерен, вместе с k_c , учитывающим влияние сортировки и гравитационного падения, то концентрация опишется следующим выражением:

$$C = 1/k \cdot Ml / (L_2 - L_1) \cdot [e^{-(\delta + \chi)(x - L_1)} - e^{-(\delta + \chi)(x - L_2)}] / \psi(x),$$

где $k = k_c m_n / m_p k_p$, l – длина источника россыпи; M – количество полезного компонента (минерала или химического элемента в нем), приходящееся на единицу площади продольной проекции источника; L_1 , L_2 – расстояния от вершины долины соответственно до верхнего и нижнего концов источника; m_p – доля полезного компонента, поставляемого в реку в свободном (от сростков с другими минералами) состоянии; m_n – доля денудированного материала, поступающего в реку в твердой фазе; k_p – коэффициент разрыхления (отношение плотности коренных пород к плотности аллювиальных отложений); $\psi(x)$ – функция формы бассейна; δ – параметр, определяемый динамическими факторами; χ – имеющий сложное выражение параметр, зависящий от сортировки (и гравитационного оседания частиц полезного компонента). Для верхней части россыпи (расположенной против источника) $\exp[-(\delta + \chi)(x - L_2)]$ заменяется на единицу.

Из графиков, построенных В. В. Поликарпочкиным в соответствии со значениями, полученными по выведенным им уравнениям (рис. 10.16–10.18), видно, что распределение концентрации в россыпях зависит от положения коренного источника, а также от динамических особенностей потока и характера гравитационного падения частиц в жидкой среде. Я связываю эти параметры (разд. 3) с турбулентной деятельностью водного потока и равнопадаемостью минеральных зерен.

Графики демонстрируют асимметричное распределение полезного компонента по отношению к рудному источнику с растянутой ветвью, направленной по течению. Анализируя степень смещения вниз по течению асимметрии распределения в россыпи полезного компонента (россыпеобразующего минерала), автор приходит к выводу, что величина смещения зависит от соотношенности положения в долине коренного источника и россыпи (см. рис. 10.18). Смещение максимума возрастает, если формирование россыпи происходит вдали от верховий долины, т. е. на участках с более или менее пологим профилем, причем в этом случае длина россыпи, ее протяженность увеличивается, что, как подчеркивает В. В. Поликарпочкин, обуславливает возможность нахождения россыпей в относительно крупных долинах.

Решающее влияние на распределение концентраций минералов в россыпи (в аллювиальных отложениях нормальной мощности) и смещение асимметрии оказывает их вскрытие, происходящее непосредственно в долине и сопровождающее транзит материала. Математический анализ этой стороны процесса с учетом соображений и фактических данных, приводившихся в моих работах ранее, привел к аналитическому решению, геологическая сущность которого заключается в том, что важнейшей особенностью распределения, создаваемого при участии высвобождения компонента в самой долине, будет смещение максимума россыпи на участок, расположенный ниже ее источника (см. рис. 10.18). В связи с этим совершенно справедливо подчеркивается, что «в тех же районах, где наблюдается смещение россыпей, образованных за счет коренных источников, оно почти никогда не отмечается при повторных пере-myвах россыпей. Это может служить еще одним доводом в пользу предположения, что наиболее часто действующей причиной смещения россыпей является высвобождение полезного компонента в долине (курсив мой. — Н. Ш.). Если полезный компонент попадет в реку уже в свободном от сростков с другими минералами состоянии, то при тех же гидродинамических параметрах потока смещения россыпей не происходит» [Поликарпочкин, 1970, с. 234]⁹.

Выполненный В. П. Поликарпочкиным анализ процесса концентрации полезных минералов в аллювиальных отложениях является частью математической модели россыпеобразования на основе гидродинамической интерпретации поведения зерен в жидкой среде (сущность такого подхода рассмотрена выше), поэтому я придаю выводам исследователя расширительное толкование. В пользу обоснованности признания за этой моделью значения общей теории образования россыпей свидетельствуют результаты применения выве-

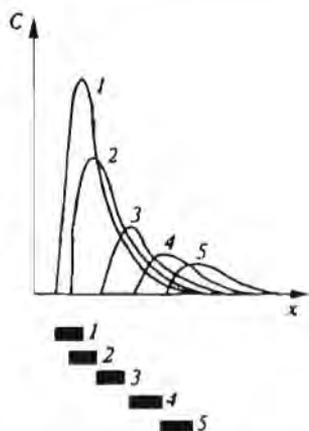


Рис. 10.16. Распределение концентрации полезного компонента в россыпи в зависимости от положения коренного источника в долине реки [Поликарпочкин, 1970]: 1-5 — положения источника и соответствующие им кривые

⁹ Речь идет о минералах с высоким значением K_{py} ; минералы, имеющие небольшие ее значения, легко перемешаются, что ведет к смещению их россыпи.

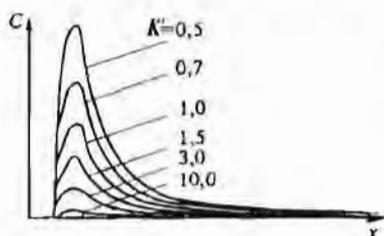


Рис. 10.17. Зависимость концентрации компонента C в россыпи от сортировки K^i (для случая не изменяющейся во времени мощности аллювиальных отложений) [Поликарповичин, 1970]

вещества в аллювиальных отложениях (пока ограничим их нормальной мощностью) дополнить характеристиками золота в россыпях, что будет сделано дальше, то можно создать общую физическую модель процесса, основные параметры которой охватывают все россыпеобразующие минералы. Такая работа могла бы поставить геологию россыпей на количественную основу, и она перестала бы быть только описательной наукой.

Россыпи в долинах с избыточной мощностью аллювия

Общие условия образования

Россыпям долин с нормальной мощностью аллювия противопоставляются россыпные месторождения, которые образовались в тектоно-геоморфологической обстановке, характеризующейся аккумуляцией обломочного материала и аллювиальными свитами избыточной мощности. Это россыпи погребенных каньонов, чаще всего возникающие в результате antecedentного врезания водотоков, и россыпи сопряжений речной сети с зонами тектонических прогибов. Как в том, так и в другом случае месторождения образуются в мобильной обстановке, в которой речная сеть иногда перестраивается, хотя вследствие своего консервативного характера сохраняет первоначальный рисунок, т. е. долины, аккумулирующие аллювий, как бы накладываются на свои врезы в земную поверхность предшествующего этапа развития. Но если



Рис. 10.18. График смещения максимума концентрации относительно коренного источника: R — направление и величина смещения

денных автором уравнений при геохимических поисках потоков рассеяния, имеющих механическую природу. Отличие потоков рассеяния от россыпей кристаллического минерального вещества состоит в том, что в них значительно слабее выражена концентрация. Тем не менее формулы оказались в хорошем соответствии с распределением рудного вещества в природных образованиях. Это служит вполне убедительным доказательством корректности выполненного анализа.

Вообще говоря, если математическую интерпретацию поведения отдельных зерен в жидких средах и концентрации рудного вещества

в доаккумулятивный этап образование промышленного пласта связано с формированием плотикового аллювия, то в аккумулятивную стадию металлоносный пласт ложится на аллювий. В этом случае россыпи расщепляются на отдельные струи уже не только по горизонтали, но и по вертикали.

Образование рассматриваемых россыпей тесно связано с развитием свит констратив-

ного аллювия, поэтому концентрация золота или других более легких минералов как в стадию заполнения каньонов, так и при формировании аллювиальных толщ в тектонических прогибах протекает одинаково. Однако условия залегания и геоморфологическая обстановка месторождений существенно различаются хотя бы уже потому, что россыпи погребенных каньонов антецедентного врезания могут иметь место во всех зонах рельефа и особенно в районах молодых тектонических поднятий, где развиты перехваты речных систем, обезглавливание вершин и т. д., тогда, как россыпи впадин встречаются только в зоне равнинного рельефа и на небольших участках низкогорья, сопряженных с межгорными прогибами.

Россыпи погребенных каньонов

Аллювиальные россыпи погребенных каньонов отличаются сложным строением и специфическими чертами формирования, связанными с несколькими стадиями образования каньонов, их погребением и т. д. Для их характеристики рассмотрим поперечный разрез долинных и террасовых россыпей месторождения, образованного в погребенном каньоне (рис. 10.19).

Здесь металлоносные отложения относятся к нескольким стадиям формирования аллювиального месторождения: в первую стадию отложился аллювий IV (древней) террасы, затем аллювий, выполняющий каньон, после этого сформировалась аллювиальная I терраса второй стадии выработки долины (галечники, илы) и, наконец, отложения современной поймы, с которыми связаны наиболее молодые долинные россыпи.

Анализ распределения полезного компонента показал, что в направлении от истоков реки к нижнему течению в месторождении четко проявлено сокращение крупных фракций и возрастание роли мелких, причем «вспышки» максимумов крупных фракций и концентрации золота (вертикальных запасов с наибольшими значениями) коррелируют между собой, но не зависят ни от выносов боковых притоков, ни от положения коренных источников. По-видимому, они приурочены к участкам наиболее энергичной переработки обломочных пород речным потоком. Все это свидетельствует о привносе значительной части золота в долину вместе с жильной породой и о его вскрытии в процессе аллювиальной переработки обломочного материала.

Тенденция снижения линейных запасов в нижней части россыпи вполне закономерна, как и коррелирующее с ней повышение пробности золота в концевой части месторождения. Дело в том, что на этом интервале возрастает роль наиболее мелких фракций золота (менее 0,5 мм), которые способны к миграции в водно-аллювиальной среде в свободном состоянии, а они как раз и наиболее легко очищаются от серебра и других примесей.

Сложное строение долинных россыпей месторождения, включающего многочисленные надплотиковые струи, которые распределяются по всей выполняющей каньон толще, несомненно, несколько искажает общую (суммарную) гранулометрическую характеристику золота, в частности приводит к недоучету металла в надплотиковых струях, где его накопление происходило в процессе формирования констративного аллювия. Тем не менее общая тен-

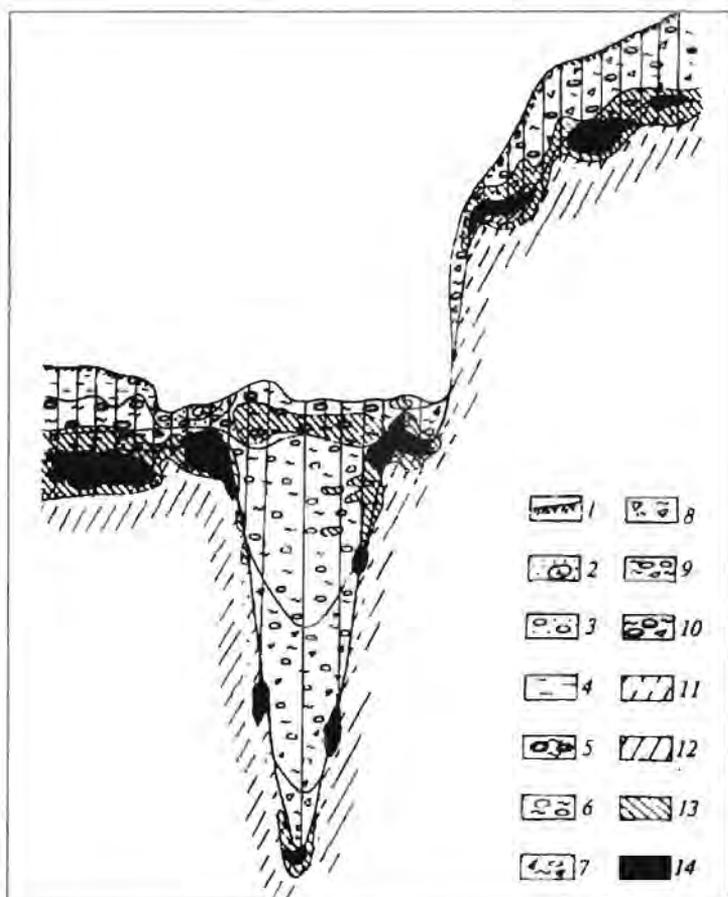


Рис. 10.19. Размещение долинных и террасовых россыпей в долине р. Дегдекан (бассейн р. Колыма), сформированной в несколько стадий врезания и аккумуляции: 1 – растительный слой; отложения современной поймы: 2 – илстый песок серый с линзами льда, 3 – галечники с грубозернистым песком; отложения I террасы: 4 – ил серый, 5 – галечник с песком, цементированный серым суглинком; отложения каньона: 6 – галечник, цементированный желтовато-серым песчано-глинистым материалом, 7 – галечник со щебнем, цементированный песчаным суглинком, 8 – щебень, цементированный желто-серым суглинком; 9 – отложения террасы первой стадии разработки долины – галечник со щебнем, цементированный суглинком; 10 – отложения IV террасы – галечник со слабоокатанным щебнем, цементированный песчано-глинистым материалом; 11 – трещиноватые коренные породы; 12 – коренные породы – глинистые сланцы; 13–14 – различная степень золотоносности

денция распределения золота по месторождению, по-видимому, существенно не изменится и при дополнительном наборе статистических данных.

Россыпи тектонических прогибов и впадин

Месторождения россыпного золота, касситерита, ильменита и других минералов, связанные с мощными толщами аллювия, сформировавшимися в

ходе прогибания отдельных участков тектонически активных областей, сопряженных с рудными полями, обладают специфическими геологическими особенностями. Обычно они обнаруживаются в предгорных зонах или в крайних частях межгорных впадин низкогорного рельефа, но нередко встречаются и в районах значительно расчлененного рельефа, обладающего более высокой по сравнению с низкогорьем энергией.

Эти россыпи в подавляющем большинстве случаев связаны с плотиком коренных пород, но иногда расчленяются по вертикали на несколько самостоятельных пластов, что особенно характерно для формирования россыпей легкоподвижных минералов (ильменит, циркон, монацит, гранат, алмазы и др.).

Наиболее интенсивно россыпеобразование проявляется в эпохи активного вскрытия рудного вещества или при десилицификации горных пород, а в перигляциальном поясе – в процессе аллювиальной переработки обломочного материала. Поэтому накопление рудных минералов в россыпях с избыточной мощностью аллювия обычно приурочено к плотнику коренных пород, в которых выработана долина, или к слою межформационных отложений. На рис. 10.20 приведены примеры, иллюстрирующие оба случая.

Такое положение в толще аллювия является наиболее яркой отличительной чертой россыпей с избыточной мощностью аллювия. Оно зависит, как нетрудно видеть, не только от характера прогибания, но в какой-то мере и от особенностей выветривания пород, т. е. от условий вскрытия рудного вещества, поэтому некоторые черты россыпи приобретают в зависимости от физико-географической обстановки их формирования, накладывающей свой отпечаток на тектоно-геоморфологические условия россыпеобразования.

Нередко процесс образования россыпей в том или ином тектонически активном районе осложняется неравномерным опусканием отдельных участков рудных районов (провинций) или разнонаправленными движениями. Поэтому по частным случаям повышенной мощности отложений не всегда можно судить об эволюции долин во всем регионе и тем более делать на основании этого широкие обобщения об этапности развития речной сети.

Между тем такую ошибку допускают Г. А. Постоленко и Т. Ф. Джобадзе [1975], выделяя на основании данных по отдельным притокам Колымы, развивавшимся в четвертичный период в различных тектоно-геоморфологических условиях, две эпохи аккумуляции аллювия, якобы характерные чуть ли не для всего Северо-Востока России. При изучении россыпей, залегающих в долинах с повышенной мощностью аллювия, нужно учитывать и возможности формирования мощных отложений в связи с ледниковой деятельностью. Однако это не принимают во внимание названные авторы, когда считают, что «второй гипсометрический уровень, с которым связаны промышленные россыпи, *перекрытые рыхлыми отложениями повышенной мощности на Эльгенье, Сибик-Тызллахе* (курсив мой. – Н. Ш.), Дебине..., как и раннеплейстоценовые отложения, имеют коренной цоколь относительной высоты около 30 м» [Постоленко, Джобадзе, 1975, с. 36]. В названных речных системах избыточная мощность отложений, как известно, связана главным образом не с каким-то этапом накопления аллювия, а с позднеплейстоценовым оледенением, которое развивалось почти в тех же контурах, что и раннеплейстоценовое. Поэтому геоморфологическое положение золотоносного аллювия в до-

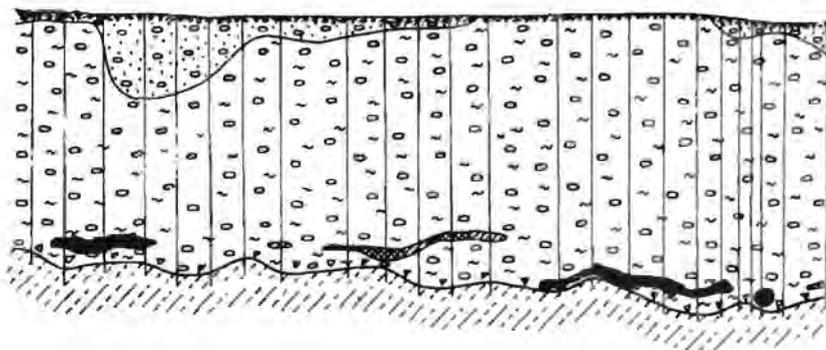


Рис. 10.20. Положение россыпей в разрезе отложений межгорной впадины (долина р. Берегалечники, в нижней части золотоносные, сцементированные глиной; отложения погребенной новатые коренные породы и элювий; 7 – коренные породы (глинистые сланцы); 8–10 – различ-

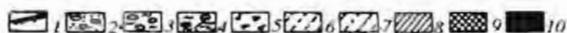
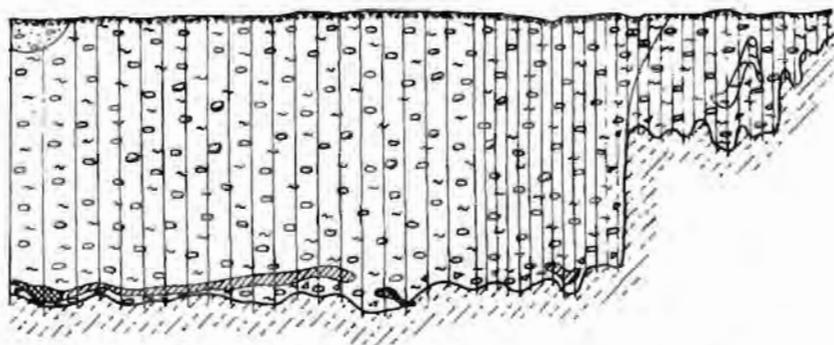
линах Яно-Колымского пояса в ряде районов осложнено оледенениями. По непонятным соображениям роль этих оледенений в геоморфологическом развитии данных бассейнов авторами полностью игнорируется.

10.5. Россыли равнин

На отдельных участках равнин азиатской части России, на Аляске и в Канаде под мощным покровом (до 60–100 м и более) рыхлых полигенных отложений залегают аллювиальные месторождения золота, касситерита и других полезных ископаемых; некоторые из промышленных залежей несут признаки литорального или прибрежно-морского происхождения. Чаще всего они отличаются сложным строением: одни из них залегают в погребенных тальвегах или в более или менее выработанных долинах, другие отчетливо приурочены к уступам коренных цоколей прежних речных или морских террас. Такие месторождения в какой-то мере соподчинены общему направлению если не определенных речных систем, то уклону поверхности, с которым сопряжен современный сток. Вместе с тем подобное их положение не согласуется с рисунком сформировавшихся или формирующихся на равнинах современных долин.

Изучение таких месторождений показало, что следы морской переработки несут подчас не только сами россыпи, как это имеет место, например, на Чукотке, но часто они отчетливо прослеживаются в составе перекрывающих промышленные пласты отложениях, в которых нередко маркируются целые горизонты прибрежно-морских отложений с фауной. Ясное представление о сложных условиях залегания россыпных месторождений равнин дает схема размещения древних россыпей золота Рывеевского участка Валькарарской низменности, составленная И. Б. Флеровым.

Рывеевское месторождение россыпного золота относится к уникальным промышленным объектам. Из него добыто около 250 т золота. Как видно из



лѣх): 1 – растительный слой; отложения поймы: 2 – галечники с разнозернистым песком, 3 – террасы; 4 – галечники с линзами глин, 5 – щебень подстилающих коренных пород; 6 – трещиная степень золотоносности

плана (рис. 10.21) месторождение включает несколько промышленных залежей, перекрытых мощной толщей (от 40 до 60 м) полигенных отложений. Одни из залежей приурочены к речной долине, ориентированной в северо-восточном направлении, выработанной в коренных породах, как считает И. Б. Флеров, в неогене, другие контролируются абразионными уступами явно морского происхождения, которые являются элементами древних морских террас, ортогонально разрезанных речной долиной.

Во многих случаях процесс образования таких россыпей можно было бы рассматривать как дальнейшее усложнение краевых зон тектонических прогибов или даже межгорных впадин. Однако есть разница в тектоно-геоморфологической обстановке развития этих структур. Возникновение россыпей при формировании прогибов или межгорных впадин происходит при тесном сопряжении развития речной сети и тектонических структур. Здесь эрозионная деятельность водотоков современной речной сети не оторвана от процессов накопления рудных минералов в отложениях избыточной мощности, что в сущности и определяет своеобразные черты этих месторождений. Образование же россыпей равнин оторвано во времени от формирования современной речной сети, рисунок которой всегда наложен на более позднюю рыхлую толщу, чем погребенные ею металлоносные аллювиальные или литоральные отложения. И в формационном отношении те и другие также могут существенно различаться.

Важной особенностью уже открытых россыпей на равнинах Северо-Востока России является их тесная связь с рудными зонами. В частности, на Рывеевском участке месторождения, по данным И. Б. Флерова, рудная зона, представленная дроблеными минерализованными породами, прослеживается в северо-западном направлении и проходит вдоль линии А разреза и далее в таком же направлении после излома этой линии. В других местах равнины, по-видимому, аналогичные рудные зоны прослеживались геофизическими методами под толщей отложений мощностью до 100–250 м. Разбуривание

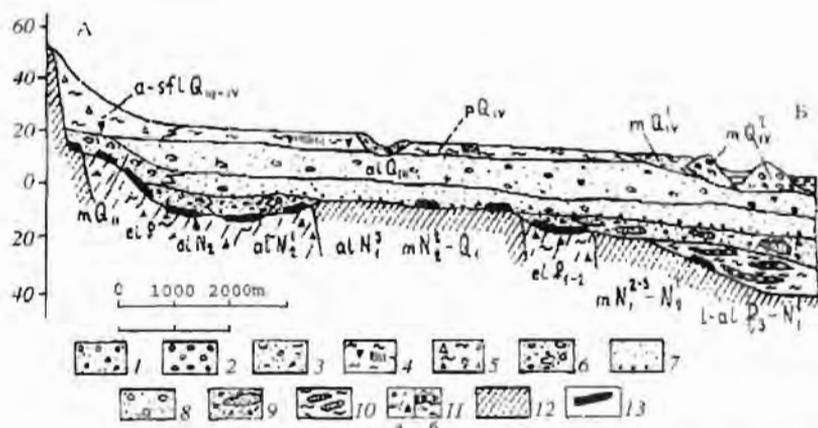
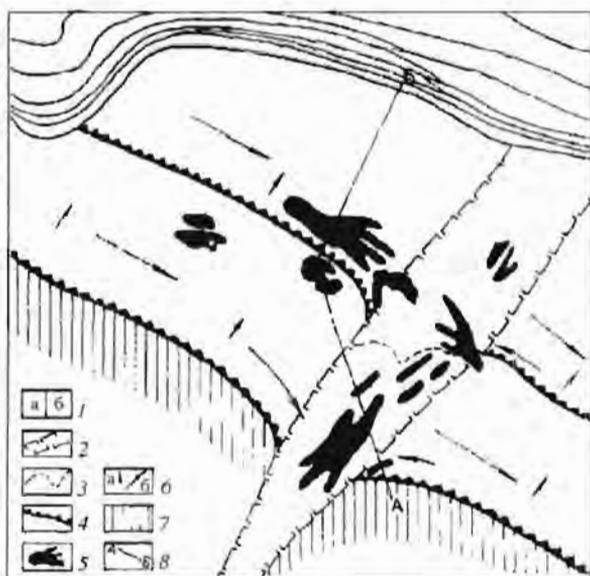


Рис. 10.21. Схема размещения древних россыпей Рывеемского участка Валькарской низменности (по И. Б. Флерову). I. Пояснения к знакам на схеме. 1 – абразионная терраса – нижнего (а) и верхнего (б) уровней, 2 – неогеновая речная долина, перекрытая морскими отложениями, 3 – зона фациального перехода между морскими и аллювиальными отложениями, 4 – абразионный уступ, 5 – россыпи золота, 6 – направление перемещения морских отложений: а) поперечное, на абразионной стадии, б) продольное, на стадии пляжевой переработки материала, 7 – палеозойский осадочный комплекс, 8 – линия профиля А–Б. II. Пояснения к знакам профиля по линии А–Б. 1 – аллювий современных водотоков, 2 – морские галечники современных берегов Чукотского моря, 3 – морские галечники с песчано-алевролитовым заполнителем, 4 – покровные суглинки с ледяными клиновидными жилами и с линзами торфа, 5 – делювиально-солифлюкционные суглинки с включениями щебня, 6 – аллювиальные галечники, 7 – морские галечники с мелкими валунами и фауной, 8 – морские пески с фауной, в основании слоя с гравием и галькой, 9 – аллювиальные отложения: галечники с песчано-гравийным заполнителем, 10 – пляжевая фашия морских галечников с линзами песка, 11 – а) лигнитонные суглинки, в основании слоя с галькой, б) пестроцветные суглинки (кора выветривания), 12 – палеозойские песчаники, сланцы, 13 – россыпи золота

рыхлых толщ в контурах этих зон нередко приводило к открытию своеобразных «долинных» россыпей. В связи с этим можно полагать, что широкое применение геофизических методов для изучения строения рыхлых толщ низменностей может привести к открытию новых месторождений в пределах металлогенических провинций, включающих метаморфогенные, плутоногенные или вулканогенные рудные россыпеобразующие формации.

Некоторые коренные месторождения и связанные с ними россыпи, залегающие иногда под мощными толщами рыхлых отложений, обнаруживают себя присутствием рудного вещества, образующего геохимические ореолы на поверхности. Этот факт довольно легко объясняется рассмотренным выше процессом формирования жильных льдов, выжимающих рыхлые отложения на поверхность. Вместе с этими отложениями в поверхностные слои мигрирует и рудное вещество. Поэтому фиксация таких ореолов может служить указанием на наличие погребенных на данном участке равнин рудных или россыпных месторождений или рудопроявлений.

Поскольку большинство равнин, в пределах которых встречены подобные россыпи, являются сложными полигенными образованиями, возникшими в течение нескольких этапов планации и расчленения рельефа, каждый отдельно взятый участок таких равнин может отличаться своеобразным строением, слагающими его породами и т. д. Кроме того, как показала С. Т. Казарская [1976], цоколь, на котором сформировались толщи рыхлых отложений, может иметь ступенчатую многоуровневую структуру (рис. 10.22). Учитывая это, необходимо обращать внимание на то, что в пределах равнин следует различать нормальные эрозионные долины, горное обрамление впадин (равнин), кумулятивно-прибрежные равнины и зону шельфа или литорали или реликты этих элементов.

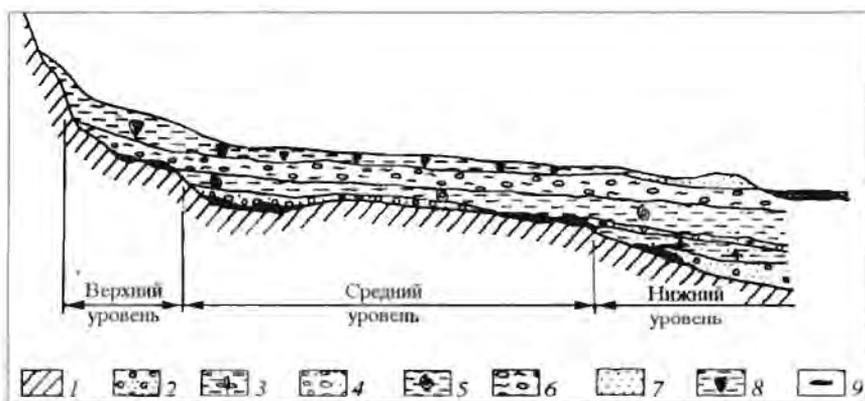


Рис. 10.22. Геологический разрез отложений одной из низменностей Чукотки (по данным С. Т. Казарской): 1 – карбонатно-терригенные образования палеозоя; 2 – олигоцен-миоценовые песчано-гравийные отложения с галькой; 3 – олигоцен-миоценовые алевриты с растительным детритом; 4 – неоген-нижнеплейстоценовые песчано-гравийные и гравийно-галечниковые отложения; 5 – нижнеплейстоценовые алевриты с фауной морских моллюсков; 6 – средне-верхнеплейстоценовые аллювиальные галечники с глинистым заполнителем; 7 – голоценовые морские пески; 8 – голоценовый покровный комплекс отложений; 9 – концентрации золота

10.6. Россыпи областей древнего оледенения

Постановка проблемы

В проблеме отношения ледниковой деятельности к россыпной металлоносности имеются два аспекта. Я рассматривал их в ряде работ, но, поскольку по ним до сих пор нет единого мнения, остановлюсь на них более подробно.

Первый аспект проблемы – масштабы и частота оледенений. В этом вопросе отсутствует единство взглядов, причем как ни странно, наиболее запутаны представления, связанные с Европой, затем с Северной Америкой и, наконец, с Азией. Поскольку Европейский континент, по крайней мере та его часть, в которой наиболее вероятна ледниковая деятельность, не является провинцией развития россыпных месторождений, я оставляю его в стороне – пусть проблема оледенения Европы будет на совести гляциологов, которые, боюсь, при жизни нашего поколения не выработают единой точки зрения для этой части планеты. Более ясной представляется обстановка и масштабы ледниковой деятельности в Северной Америке. Выше я уже писал об этом, хочу лишь подчеркнуть, что механический перенос гляциологических взглядов европейских геологов на трактовку явлений Западного полушария оказался настолько искусственным, что были обнаружены очевидные противоречия, и американским ученым пришлось принимать их с оговорками, как делал это, например, Р. Флинт, концепция которого рассмотрена мною в разд. 7.

Однако имеются же какие-то общие причины, порождающие в объяснении этого явления непримиримые противоречия? Несомненно. На мой взгляд, их две.

Первая причина заключается в том, что гляциологи многим частным фактам придают универсальное значение и, исходя из этого, делают широкие обобщения. Например, на основании безусловного факта существования скандинавского ледникового щита, занимавшего какую-то часть Русской равнины, В. А. Обручев и его последователи сделали выводы, которые распространили на Западную и Восточную Сибирь, а также на Северо-Восток Азии. При этом принимались во внимание только равнинный рельеф этих территорий и их принадлежность к Субарктике, понимание же масштабов четвертичных оледенений ошибочно было связано с подземными жильными льдами. Авторы обручевского периода развития геологии не учитывали, что существует неоспоримая зависимость между атлантическими барическими максимумом и минимумом, формирующимися на европейской части континента, и контрастными им тихоокеанскими максимумом и минимумом Азиатского материка. Планетарное значение восточносибирской антициклональной деятельности несомненно (замечу попутно, что этим фактом следовало бы заняться климатологам). В течение всего четвертичного периода она оказывала влияние на формирование физико-географической зональности, проявляющейся по-разному в Европе и Азии.

Вторая причина связана с неправильным истолкованием прямых геологических признаков ледниковой деятельности, наблюдаемых в полевых условиях. Видимое, например, отсутствие различий между аллювиальными и флювиогляциальными отложениями нередко приводит к тому, что типичный

аллювий относят к флювиогляциалам, что приводит к преувеличению масштабов оледенения. Далее, крупноглыбовый или валунный материал с глиной, щебнем, песком и илом – широко распространенную ассоциацию, чаще всего имеющую селевое или перигляциальное происхождение, также часто относят к ледниковым отложениям, что опять-таки приводит к ошибочным выводам о масштабах ледниковой деятельности. В подавляющем большинстве случаев, в чем мне самому приходилось неоднократно убеждаться, обычный, с хорошей «окатанностью» валунник, образовавшийся, например, под действием десквамации на вершинах гранитных массивов, многими еще до сих пор относится к ледниковым образованиям, нередко принимаемым за свидетельство оледенений там, где их никогда не было. Именно поэтому я вынужден был выше дать детальную характеристику гляциальному литогенезу.

Существуют и другие причины, позволяющие «находить» пять–семь ледниковых эпох в районах, где, может быть, имели место лишь одна–две, «покрывать» ледниковыми щитами обширные пространства, которые в действительности никогда не испытывали оледенений, и т. д.

Таким образом, при изучении россыпей, имеющих геологические черты, сходные с месторождениями, образованными в ледниковых областях, требуется прежде всего решать вопрос о том, действительно ли на данной территории имело место оледенение. Это особенно относится к областям вздымания с резко расчлененным рельефом, где как раз могут возникать такие неледниковые процессы, которые создают образования и формы рельефа, иногда ошибочно истолковываемые как признаки ледниковой деятельности. В большинстве золотоносных провинций мира (теперь это не вызывает сомнений) масштабы оледенений значительно более скромные, чем предполагалось, когда это феноменальное в истории Земли явление гипертрофировалось, а постоянно протекающим мощным геологическим процессам отводилась второстепенная роль, например, в моделировке рельефа, в накоплении отложений и т. д.

Второй аспект проблемы – непосредственное воздействие ледников на россыпную металлоносность в тех районах, где россыпи формировались в типичных ледниковых провинциях. С общих позиций эти вопросы уже рассмотрены в разд. 7, здесь они будут несколько детализированы в связи с проблемой условий накопления в отложениях рудных минералов, сохранения россыпей и т. д.

В свое время Ю. А. Билибин [1938, с. 267], учитывая разнообразное влияние оледенений на образование россыпей, допускал, что ледниковое «выпахивание аллювия в некоторых случаях происходит весьма полно». Аналогичных представлений придерживались П. И. Скорняков и Н. В. Тупицын [1936], изучавшие ряд районов Восточной Азии, в которых действительно устанавливались признаки ледников альпийского типа. Эти авторы считали, что с точки зрения возможностей открытия уцелевших древних аллювиальных отложений районы развития четвертичных ледников являются «совершенно безнадежными». Вероятно, под влиянием этих идей Д. М. Колосов [1947] в монографии, посвященной Северо-Востоку Азии, утверждал, что «значительное оледенение горных областей Северо-Востока следует рассмат-

ривать как *резко отрицательный фактор в развитии россыпных месторождений* (курсив мой. – Н. Ш.) и практически в настоящее время разведки и разработки россыпей приурочиваются к новейшему послеледниковому и современному аллювию» [с. 151]. Далее он ссылается на работу по Чукотскому полуострову М. Т. Кирюшиной, которая считала, что во внутренних частях района подморенные (т. е. межледниковые) рыхлые отложения, как правило, не могли сохраниться и концентрация тех или иных полезных ископаемых в россыпях может быть связана лишь с более молодыми, межстадиальными и современными отложениями.

Мне уже приходилось указывать на несостоятельность этих представлений [Шило, 1960б, 1961]. Однако идеи активного воздействия ледников на подстилающую поверхность весьма живучи. Статьи, доказывающие, что «во всех, даже в очень выдержанных россыпях на некоторых отрезках происходит уничтожение золотоносного пласта, причем в этих случаях морена залегает непосредственно на коренных породах» [Казакевич, Вашко, 1965, с. 159], появляются в литературе до сих пор. Авторы подобных работ не задумываются над тем, что, по их утверждениям, с одной стороны, ледник «пашет» золотоносный пласт, с другой – одновременно на этом же самом месте оставляет морену. Физико-динамическая несостоятельность такого странного процесса показана выше. В качестве доказательства значительного воздействия ледников на россыпи области Тамаракского хребта авторы приводят схему (рис. 10.23). Но из этой же схемы видно, что все россыпи здесь прекрасно сохранились. Те, которые, как считают авторы, выпажаны ледниками, во-первых, занимают мизерную долю, во-вторых, все доказательства того, что в этом районе россыпи подверглись разрушению ледниками, совершенно неубедительны, основаны не на прямых, а на косвенных данных, вроде того, что здесь имеются кварцевые жилы с золотом, поэтому и россыпи должны были бы быть, а так как они отсутствуют, то, значит, их уничтожили ледники.

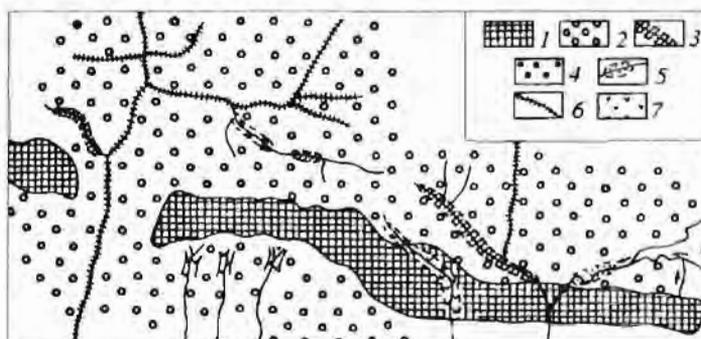


Рис. 10.23. Схема расположения россыпей в области Тамаракского хребта [Казакевич, Вашко, 1965]: 1 – поднятие Тамаракского хребта; 2 – область относительного опускания; 3 – долины, в пределах которых золотоносные горизонты отсутствуют, что объясняется выпаживанием ледником на всей или большей части территории; 4 – золотоносная морена; 5 – отрезок долины, в пределах которого в глубоком тальвеге золотоносный горизонт размыт флювиальными водами; 6 – долины с хорошо сохранившимися золотоносными горизонтами; 7 – долины, в которых предполагается выпаживание золотоносного горизонта

Особенности гляциального литогенеза и рассмотренная выше теория ламинарно-глыбового течения ледников допускают возможность экзарации днища на отдельных участках долин. Масштабы этой работы, как показывают исследования, невелики, и их нельзя преувеличивать, так как это всегда ведет к искажению (снижению) перспективной оценки подобных районов. Следует учитывать также, что участки, подвергшиеся экзарации, тотчас же могут сменяться аллювиальными россыпями, полностью сохранившими свое строение. Именно подобный случай сложного соотношения металлоносных отложений с подстилающей поверхностью описан П. В. Бабкиным с соавторами [1976].

Типы россыпей в ледниковых областях

В некоторых рудных провинциях мира (Средняя Азия, р. Лена, Северо-Восток России, Аляска, Канада и др.) образование россыпей иногда происходило в таких районах, где в четвертичный период в том или ином виде проявлялось оледенение, развивался гляциальный литогенез. Поэтому россыпные месторождения таких районов обычно выделяются специфическими чертами строения и отличаются условиями залегания, характерные особенности гляциального литогенеза находят свое отражение прежде всего в их геологических особенностях.

Среди россыпных месторождений в областях древнего оледенения можно выделить четыре типа или разновидности. К первому относятся россыпи с малой мощностью отложений, залегающих на коренном ложе долины и обычно включающих как ледниковые, так и аллювиальные образования. Золотоносные отложения второго типа, как правило, связаны с мощными толщами аллювия, иногда включающего более или менее диагностируемые пласты флювиогляциалов. Третий тип – россыпи, металлоносность (продуктивность) которых связана с обычным аллювием, но перекрытым ледниковыми отложениями (конечными моренами, флювиогляциалами и др.) разной мощности. Четвертый тип – россыпи в небольших долинах с нормальной мощностью аллювия, не несущие следов деятельности ледников, но встречающиеся в ледниковых районах.

Долины, выполненные маломощными ледниковыми и металлоносными аллювиальными отложениями (рис. 10.24), с полным правом можно относить к типичным долинным россыпям с нормальной мощностью аллювия. Такие россыпи, вероятно, являются результатом последующей переработки речными водами или флювиогляциальными потоками ледниковых образований и перекрытого ими металлоносного аллювия. Это особенно характерно для тех частей долин, которые освобождаются от ледника, когда он отступает и обычная эрозионная деятельность приобретает ведущее значение. Месторождения, возникшие в подобных условиях, обычно отличаются резко неоднородным фракционным составом, в котором большую роль играет валунник, скапливающийся в виде небольших полей; промежутки между валунами заполнены, как правило, песком, мелким гравием с рудными минералами.

Россыпи второго типа образуются при затрудненном стоке, возникающем в процессе формирования конечноморенного вала или в случае, если водоток подпруживается выдвинувшимся ледником, закрывающим долину

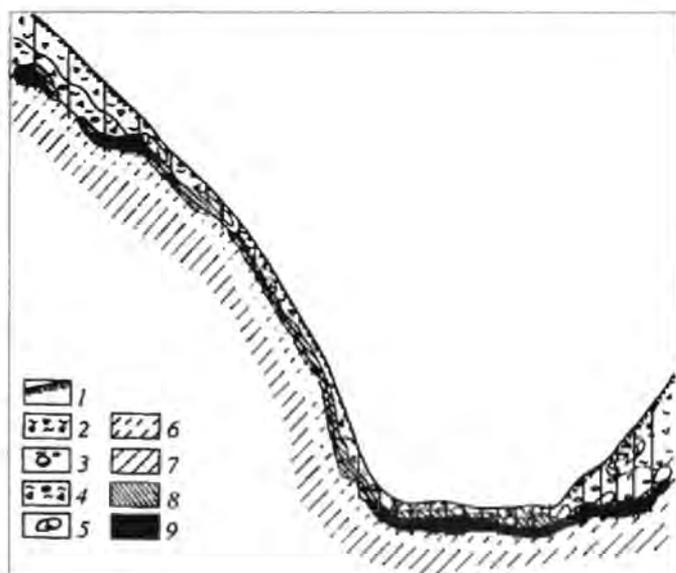


Рис. 10.24. Положение долинных и террасовых россыпей в заполнявшейся ледником долине (р. Джелгала, бассейн р. Колыма): 1 – растительный слой; 2 – делювиально-солифлюкционные отложения – щебень с галькой; 3 – аллювий с гранитными валунами поймы и I надпойменной террасы; 4 – сцементированные глиной галечники со щебнем III (50 м) террасы; 5 – линзы льда; 6 – элювий и трещиноватые породы; 7 – сланцы, песчаники; 8, 9 – различная степень золотоносности

бокового притока. В этих условиях рудные минералы концентрируются параллельно с накоплением аллювия, заполняющего подчас значительную часть долины. В таких отложениях формируются залегающие на ложном плотике «висячие» пласты (рис. 10.25, а), которые по мере увеличения мощности отложений расщепляются по простирацию. Такие россыпи обладают всеми особенностями месторождений долин с избыточной мощностью аллювия, они часто включают озерные осадки, нередко переслаивающиеся с материалом собственно ледникового происхождения (см. рис. 10.25, а).

Когда наступает ледник, аллювий, сформировавшийся еще в доледниковое время, может перекрываться неаллювиальными образованиями. Если с таким аллювием связаны россыпи, то они после деградации оледенения нередко оказываются перекрытыми конечной или абляционной мореной. Такой тип россыпей имеет двучленное строение: нижний горизонт – аллювиальный, металлоносный, верхний – ледниковый, играющий роль «покрышки» (торфов) (рис. 10.25, б; 10.26). Мощность перекрывающих россыпи ледниковых отложений может варьировать в широких пределах.

Наконец, россыпи, не несущие следов ледниковой деятельности, обычно возникают в небольших долинах (рис. 10.25, в) и вблизи ледника, отличаясь некоторыми чертами перигляциальных образований. Обычно они связаны с отложениями нормальной мощности, но нередко формируются в долинах после оледенений. В том и другом случае – это аллювиальные долинны россыпи, обладающие всеми их особенностями, хотя и соседствуют с месторождениями, претерпевшими влияние ледниковой деятельности.

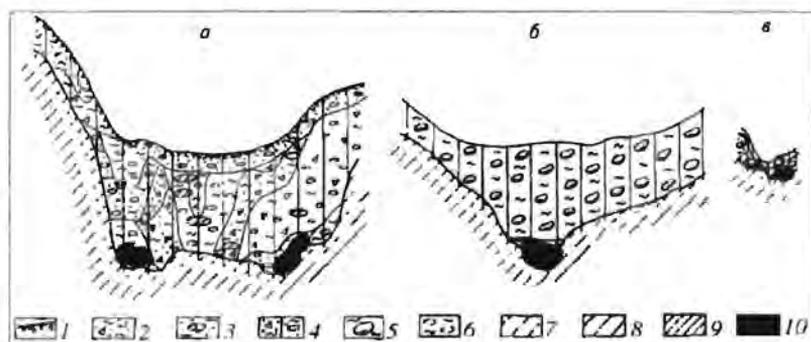


Рис. 10.25. Особенности залегания аллювиальных россыпей в районах древнего оледенения: *a* – россыпь, образованная в стадию аккумуляции аллювия в подпруженной мореной долине; *b* – россыпь в доледниковой долине, впоследствии перекрытой мореной; *c* – россыпь в послеледниковой эрозионной долине с нормальной мощностью аллювия; 1 – растительный слой; 2 – делювиально(?)–солифлюкционные отложения; 3 – аллювиальные отложения в послеледниковой эрозионной долине; 4 – аллювий стадии аккумуляции отложений; 5 – моренные отложения в долине; 6 – аллювиальные доледниковые отложения; 7 – трещиноватые коренные породы; 8 – плотные коренные породы; 9, 10 – различные концентрации золота

Из изложенного видно, что в районах древнего оледенения необходимо прежде всего выявлять главнейшие особенности ледниковой деятельности, которая и накладывает свой отпечаток на россыпи, в результате чего они приобретают специфические геологические черты, выраженные в условиях залегания, неодинаковом составе слагающих их отложений, характере строения и концентрации рудных минералов в отложениях.

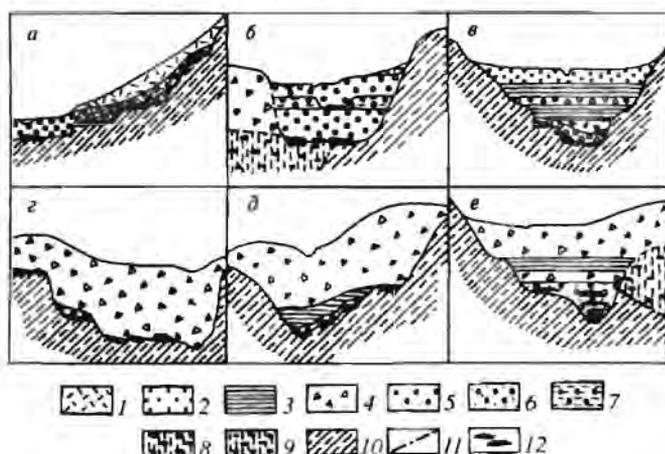


Рис. 10.26. Характерные варианты (*a-e*) залегания россыпей, перекрытых ледниковыми отложениями (по данным В. И. Крутоуса и др.): 1 – делювиально–солифлюкционные отложения; 2 – пески гравийные флювиогляциальные позднемереловые; 3 – суглинки озерно–ледниковые среднеплейстоценовые; 4 – комплекс ледниковых отложений плейстоценового возраста; 5 – галечники аллювиальные плейстоценовые; 6 – галечники аллювиальные плейстоценовые и плиоцен–раннеплейстоценовые; 7 – галечники озерно–аллювиальные средне–позднеплейстоценовые; 8 – «синеваато–серые галечники» плиоцен–раннеплейстоценовые (?); 9 – дат–палеоценовые слабодиагенезированные конгломераты; 10 – песчано–глинистые сланцы юры; 11 – тектонические разломы; 12 – концентрации золота

10.7. Террасовые россыпи и общие условия их образования

Роль террасовых россыпей в формировании месторождений

В различных металлогенических провинциях террасовые россыпи играют далеко не одинаковую роль в образовании месторождений; в одних они содержат основную часть их запасов, в других имеют второстепенное значение. К сожалению, с подобных позиций россыпи как золота, так и многих других полезных ископаемых не изучались, поэтому я лишен возможности дать их количественную оценку даже по наиболее важным рудным районам мира. Однако для исследования причин неодинаковой роли террасовых россыпей в образовании месторождений представляется достаточным сослаться на типичный пример из рудной провинции, которой является Яно-Колымский золотоносный пояс, в свое время мною детально изучавшийся [Шило, 1963]. Здесь в террасовых россыпях заключена почти половина запасов месторождений; их значительная роль составляет одну из важнейших особенностей этой провинции. Распределение же запасов между разными террасами неравномерно.

Надпойменные речные террасы....	I	II	III	IV	V	VI	VII	Всего
Доля запасов террасовых россыпей в суммарных запасах долинных и террасовых россыпей, %.....	18,2	15,3	6,8	3,0	0,8	0,3	0,1	44,5
Распределение запасов террасовых россыпей, %.....	40,9	34,5	15,3	6,7	1,7	0,7	0,2	100

Из приведенных данных видно, что основная часть запасов террасовых россыпей (более 75%) связана с I и II надпойменными речными террасами, причем в I находится почти половина – 40,9% (или 18,2% всех запасов). Более 90% запасов этих россыпей сосредоточено в первых трех надпойменных террасах, тогда как остальные содержат менее 10%, причем из этого количества на долю IV террасы опять-таки приходится главная часть запасов – 71,4%. Анализируя эти данные, можно заметить, что запасы в россыпях убывают от низких к высоким террасам неравномерно. Так, в россыпях II надпойменных террас их меньше, чем в россыпях I террас, всего лишь на 10–12%, тогда как в россыпях III террас запасы уменьшаются более чем в 2 раза по сравнению с запасами II террас, а в россыпях IV террас по сравнению с III их меньше уже в 3 раза и, наконец, в россыпях V террас – в 5 раз по сравнению с россыпями IV террас.

Такое распределение запасов россыпей в данной провинции объясняется экзогенными рельефообразующими процессами в междуречных пространствах и склоновой денудацией, активно проявляющейся вследствие положения этой территории в перигляциальном поясе. Иными словами, распределение россыпей по террасам здесь является функцией эволюции речных террас.

Значение террас в формировании россыпных месторождений не исчерпывается долей заключенных в них запасов полезного ископаемого. Более важна их другая функция – участие в образовании долинных россыпей, когда

при аллювиальном или делювиально-солифлюкционном разрушении террас полезные ископаемые переотлагаются во вновь формируемые долинны россыпи, причем переотлагаемые минералы находятся в свободном состоянии и их поведение в водном потоке полностью определяется гидродинамикой среды и физическими свойствами кристаллического вещества. Следовательно, образование долинных россыпей – процесс, включающий и эволюцию террас.

Это обстоятельство создает двойственные черты долинных россыпей. Поэтому вопрос террасообразования в геологии россыпных месторождений является одним из главных и заслуживает особого исследования.

Проблема террасообразования

Развитие террас как одной из форм рельефа, имеющей планетарное значение, до сих пор вызывает многочисленные дискуссии, и, если бы не их роль в формировании месторождений, может быть, не следовало бы пускаться в рассмотрение столь сложной, пока еще не имеющей однозначного решения проблемы. Однако в силу того, что образование россыпей сопряжено с рельефообразующими процессами, террасогенез, без которого невозможно понять саму сущность россыпеобразования, заслуживает всестороннего исследования.

В настоящее время на образование террас существует несколько точек зрения, которые в общем сводятся к тому, что одни исследователи первопричиной появления террас считают исключительно колебательный характер тектонических движений, другие связывают террасы с климатическими ритмами, третьи – с изменением уровня Мирового океана. Однако, какой бы причиной ни объяснялось развитие террас, возникающих в ходе флювиальной деятельности водного потока как префиксальные элементы речных долин или занимающих аналогичное место в береговой зоне морских и озерных водоемов, прежде всего обращает на себя внимание их планетарный характер. Кроме того, им свойственна ритмичность формирования во времени, отраженная в повторяющейся совокупности признаков, которые проявляются согласованно на целых континентах.

Тесная связь террасообразования с тектоническими движениями земной поверхности отмечена многими исследователями; в террасах запечатлена скульптурная память геологической истории того или иного региона. Например, в Яно-Колымской складчатой зоне на Северо-Востоке Азии, как я уже писал [Шило, 1961], геоморфологический эффект восходящих движений зафиксирован в широком проявлении в долинах террас, позволяющих установить направление и главнейшие этапы эволюции поверхности. На значительных участках крупных и средних рек, как, впрочем, и на их притоках, главным образом вдоль пологих склонов долин, террасы образуют многоярусную систему уступов. Вообще же распределение террас над тальвегами различных рек здесь представляет пеструю картину, свидетельствующую о неодинаковой амплитуде восходящих движений на разных участках территории. В указанной работе был сделан вывод, что врезание речной сети в поверхность в течение четвертичного периода достигало, по-видимому, 2000 м и более. Одна-

ко следует иметь в виду, что эта величина характерна для участков с наиболее интенсивными поднятиями в зоне высокогорного рельефа, в то время как районы, тяготеющие к молодым прогибам (бассейн р. Таскан и др.), отличаются низкими террасами. Большое же количество террас и их положение над руслами рек указывает на общую тенденцию поднятия всей складчатой зоны в четвертичный периоде.

Тектоно-геоморфологический эффект эволюции поверхности континентов в четвертичный период Н. И. Николаев [1962] видит в том, что «проявления некоторых ритмов движений, фиксирующихся в формировании основных поверхностей выравнивания и террасовых уровней, одинаковы для всех континентов и отражают их общие планетарные закономерности» [с. 72]. На основании этого он считает конец палеогена и начало неогена периодом преобладающих поднятий, дифференцированных по крупным структурам и неотектоническим элементам, а плиоцен рассматривает как время замедления темпа восходящих движений и опускания. Преимущественно с плейстоценом, отличающимся поднятиями материковых структур, связывает Н. И. Николаев образование террас.

Н. И. Кригер [1948, 1951, 1963], изучая соотношение высот речных и морских террас, подметил некоторую математическую закономерность в распределении этих структурных форм и ввел понятие «террасового ряда», определив его как «совокупность речных высот и морских или озерных террас, рассматриваемых в порядке их расположения по склону» [Кригер, 1963, с. 20]. Высота террас и их положение на склонах долин связаны экспоненциальной зависимостью.

Широко использовавший морфометрический метод сопоставления террас С. В. Лютцау [1956, 1959, 1963, 1969] пришел к заключению, что основные особенности рядов морских и речных террас необходимо связывать с характером новейших тектонических движений.

Н. И. Кригер, в основном соглашаясь с выводом С. В. Лютцау, выделил так называемые упорядоченные и неупорядоченные террасовые ряды, которые различаются тем, что в неупорядоченные ряды входят древние террасы, высота которых не укладывается в установленную им экспоненциальную зависимость. Не находя достаточных оснований для объяснения этого факта, Н. И. Кригер считал, что «гипотеза эвстатических колебаний уровня моря, протекавших на фоне общего относительного поднятия поверхности суши, заслуживает внимания» и что, «может быть, океанические террасовые ряды удастся объяснить, изучив скорости относительного поднятия суши и периоды эвстатических колебаний на разных отрезках четвертичного времени» [Кригер, 1963, с. 30].

Значительную работу по изучению закономерностей распределения речных террас на склонах долин и океанических террасовых рядов в прибрежно-морской зоне провел В. Г. Беспалый [1973, 1974]. Всесторонне анализируя проблему, он пришел к следующим положениям [Беспалый, 1978].

Формирование террас непосредственно связано с климатическими ритмами, выраженными чередованием ледниковых и межледниковых эпох. Эпохи преимущественного вреза в речных долинах совпадают по времени с концом оледенений и началом межледниковий, на оледенения приходится фор-

мирование аллювиального чехла террас. Климатические чередования В. Г. Беспалый рассматривает как процесс, сопряженный с тектоническими поднятиями суши, колебательный характер которых он ставит под сомнение.

Проанализировав террасовые ряды древнейших платформ, областей байкальской, каледонской и герцинской складчатости молодых платформ, речных долин мезозойских и каледонских складчатых поясов, этот исследователь пришел к заключению, что они состоят из двух комплексов террас, в каждом из которых высоты связаны неодинаковой математической зависимостью. Это позволило ему выдвинуть идею полных и сокращенных террасовых рядов вместо «упорядоченных» или «неупорядоченных» рядов Н. И. Кригера. Террасы, разграничивающие в совокупности высот две зависимости, он назвал «пограничными». В разных долинах пограничной может быть любая терраса не выше VII, а на морских побережьях пограничной всегда является V снизу, поднятая над береговой линией (считая голоценовую). Пограничная терраса разделяет эпохи с различными климатическими условиями, послужившими основной причиной формирования террасовых рядов.

Материалы о закономерностях строения террас в различных регионах позволили автору утверждать глобальный характер процессов, управляющих террасообразованием. Их проявление, фиксированное в речных долинах террасами, указывает на закономерную смену эпох преимущественной эрозии эпохами аккумуляции, что привело к возникновению речных террасовых рядов, в которых высоты террас связаны между собой математической зависимостью. Очевидно, что те же причины вызывали и закономерное чередование трансгрессий и регрессий Мирового океана, вследствие чего сформировались океанические террасовые ряды. По В. Г. Беспалому, пограничные террасы во всех речных долинах и на океанических побережьях разновозрастные или примерно разновозрастные, т. е. возникли в течение одного террасообразовательного цикла, совпадающего во времени с климатическим ритмом. Таким образом, высоту террасы он считает функцией времени, истекшего после ее образования, что непосредственно связано с возрастом климатических ритмов, а не с их длительностью.

Палеофаунистические и палеоклиматические данные, флористические остатки и абсолютные датировки позволили В. Г. Беспалому считать, что террасообразовательные процессы вслед за формированием «пограничных» террас изменялись скачкообразно. Этот рубеж, как он полагает, отмечен вымиранием млекопитающих тираспольского комплекса, что свидетельствует о возникновении «пограничных» террас в плейстоцене, около 350 тыс. лет назад.

Наиболее полное развитие процесс террасообразования, по представлениям В. Г. Беспалого, получил в умеренной, частично субтропической зонах гумидного пояса и в перигляциальной области. Поскольку в некоторых аридных областях (Африке, Австралии) в позднем плейстоцене установлено совпадение эпох аккумуляции с аридным климатом, а врез – с гумидным, автор приходит к выводу, что эти два интервала должны совпадать с ледниковыми фазами Северного полушария. Отсюда следует, что совпадение флювиалов во времени с оледенениями Северного полушария приводит к неизбежно противоположной направленности деятельности рек в экваториально-тропическом поясе, в умеренной и в перигляциальной областях.

Своими работами В. Г. Беспалый снял альтернативную постановку проблемы террасогенеза: или террасы образуются только в условиях колебательных восходящих тектонических движений поверхности, или они возникают только как физико-географически обусловленные элементы рельефа, являющиеся функцией ритмов климата. В его концепции террасы формируются в результате ритмичного изменения климатической обстановки, включающего смену оледенений межледниковыми периодами на фоне спокойных и направленных восходящих движений поверхности.

Не вдаваясь в более детальный анализ проблемы террасогенеза, отмечу, что в ее решении В. Г. Беспалый подошел к истине, вероятно, ближе, чем кто-либо из исследователей. В самом деле, континентальный литогенез – природный процесс, обусловленный климатической (физико-географической) зональностью планеты, а так как террасообразование является в известной мере функцией флювиальной деятельности водных потоков, относящихся к ведущим литогенетическим факторам, то, следовательно, его нужно рассматривать как частную форму фиксированных условий развития климатических ритмов. Однако этот процесс протекает эффективно только в условиях активного тектонического режима, причем лишь при восходящих движениях поверхности суши. Непризнание В. Г. Беспалым колебательного характера движений мне представляется основанным лишь на том, что темп изменения климата всегда опережает его влияние, поэтому прерывистость или замедление не может столь быстро фиксироваться в самом процессе террасообразования. Эти несомненно существующие особенности вряд ли есть основания отрицать.

Вероятно, прав В. Г. Беспалый и в утверждении независимости террасообразования от «базиса эрозии».

Однако слабой стороной рассматриваемой концепции является недоучет последующего развития террас, протекающего после их формирования со всеми присущими им элементами. Эволюция террас включает не только стадию формирования уступа, но и его дальнейшее развитие на склоне долины, тесно связанное как с физико-географической обстановкой, так и с тектоническим режимом региона.

М. В. Стюарт, опираясь на материалы Дж. Дарвина, К. Зюсса, Ф. Ю. Левинсон-Лесинга, А. П. Карпинского, В. Л. Личкова, В. Г. Бондарчука, Ю. А. Мещерякова и других, попытался увязать террасогенез с замедлением скорости вращения Земли вокруг своей оси, начавшемся с силура как эффект гравитационных взаимодействий между спутником и планетой. По его расчетам, это привело к уменьшению земного эллипсоида в зоне экваториального вздутия на 184 214 км² и к одновременному увеличению в высоких широтах обоих полушарий поверхности на 184 474 км². При значительной сопряженной деформации Земли площадь земного эллипсоида сократилась на 740 км², что вызвало перераспределение масс внешних сфер планеты; на эти изменения реакция гидросферы в высоких широтах выразилась в форме регрессии, а в приэкваториальной зоне – трансгрессии моря на сушу (М. В. Стюарт, 1963 г.).

Меридиональный перекося гидросферы, вызвавший бореальную регрессию в высоких широтах и экваториальную – в низких, в более конкретных случаях проявился, например, в поднятии северных берегов с образованием террас на озерах Онежском, Сегозере (Европа) или морских террас на севере Ньюфаундленда с одновременным подтоплением береговой линии – на юге.

На американском континенте северные берега Великих озер (Верхнего, Мичиган, Гурон, Онтарио) претерпели общее поднятие, сопровождающееся террасообразованием, тогда как южные – опускание и затопление уже существовавших террас. Это явление прослеживается и по речным террасам. Изучение последних, проведенное в европейской части России Ю. А. Мещеряковым и другими, выявило два их типа. В речных долинах северных районов распространен нормальный, или волховский, тип, характеризующийся выклиниванием площадок террас вверх по течению и слиянием их с поймой рек. На юге соотношение террас и пойм иное: наибольшие высоты они имеют в средних течениях рек; в верховьях террасы ведут себя аналогично тому, что и в северных районах, но к устьям долин они понижаются и часто уходят под урез воды. Этот тип назван кубанским [Мещеряков, 1954, с. 435].

Таким образом, террасы оказались под влиянием не только чисто планетарных процессов, но и космического взаимодействия между Землей и Лунной, и этот факт следует учитывать в геоморфологических реконструкциях речной сети, морского и озерного террасогенеза. Из сказанного следует также, что террасовые россыпи соответствующих географических широт планеты по указанной причине могли претерпеть деформацию, а пойменные или пляжевые – выведены в террасовые или, напротив, подверглись затоплению.

Эволюция речных террас

После того как речная терраса выведена из-под влияния флювиального действия потока, прекращается формирование аллювиального чехла, но эволюция террасы на этом не заканчивается. Врезание волотока может продолжаться сколь угодно долго, и в это время на террасу начинают влиять склоновые процессы. Этот фактор не был учтен в работах Н. И. Кригера, на что обратил внимание Е. В. Шанцер [1949]; ему не придавал значения и С. В. Лютцау, о чем мне уже приходилось говорить [Шило, 1961]. В. Г. Беспалый попытался избежать этого недостатка с помощью теоретических рассуждений о возможной величине денудации террас, подвергающихся склоновой переработке, по-разному протекающей в различных тектонических зонах и физико-географических обстановках. Игнорирование этого фактора, отражающего широко распространенное геологическое явление, разумеется, неизбежно вносило искажения в установленную Н. И. Кригером и развиваемую В. Г. Беспалым математическую зависимость в распределении террасовых рядов. Прав Е. В. Шанцер [1949, с. 143], отметивший, что «...уменьшение высоты ступеней террасовой лестницы от более древних ее членов к более молодым на первый взгляд может оказаться свидетельством затухания интенсивности эрозии во времени... Однако такое истолкование совершенно неправильно. Оно совершенно не учитывает того простого факта, что древние террасы подвергались большой денудации. От ее разрушительного воздействия уцелели лишь остатки наиболее широких и хорошо разработанных площадок, тогда как более мелкие промежуточные уступы, несомненно, реально существовавшие ранее, исчезли бесследно».

Более детально останавливаясь на эволюции террас, развивавшихся в перигляциальных условиях, так как в концепции террасовых рядов, формирование которых сопряжено с климатическими ритмами и происходит на фоне восходящих движений поверхности, важное место отводится перигляциальному поясу.

В бассейнах наиболее крупных рек Северо-Востока Азии (Колыма, Индигирка и др.) установлено до II террас, образующих непрерывную лестницу в речных долинах. До VI террасы высота между уступами изменяется плавно, выше – резко. Не исключено, что в этом нашли отражение изменения климатического ритма, управлявшего террасообразованием в данном районе. К сожалению, специальных исследований с такой позиции не было, хотя именно здесь они могли бы пролить свет на проблему террасогенеза вообще, так как на этой территории почти однозначно установлены две ледниковые эпохи, разделявшиеся межледниковой, в течение которой имели место существенные перестройки гидросети.

В пределах Яно-Колымской складчатой зоны террасы высотой до 5–7 м образуют серию небольших уступов пойм рек. Они распространены во всех долинах бассейнов, отличаются значительной шириной, горизонтальной или почти горизонтальной в поперечном профиле поверхностью. Эти террасы после образования аллювиального чехла не затронуты денудацией. Я назвал их *планиформными*.

В отличие от них уступы высотой от 7 до 40 м в одних и тех же бассейнах крупных рек имеют хорошую согласованность. Террасы IV, V, VI, VII (от 40 до 100 м) отличаются меньшей согласованностью, их превышения над тальвегами изменяются в широких пределах. Террасы VI, VII, VIII и более высокие присутствуют не везде, встречаются только в долинах самых крупных рек и то далеко не всегда, причем в виде отдельных участков, часто слабо выраженных в рельефе. Их поверхности сильно разрушены, наклонены к оси долины, высоты изменяются даже на небольших интервалах. Во многих местах они представлены только цоколем коренных пород, перекрытым слоем элювиально-делювиальных или солифлюкционных отложений. Нередко в их строении принимает участие и аллювий. Такие террасы названы мною *деформированными*.

Среди планиформных и деформированных террас выделяются следующие:

а) террасы аллювиальные, без видимого цоколя коренных пород, обычно пойменные, местами надпойменные; это террасы низких уровней;

б) террасы цокольные с аллювиальным покровом различной мощности; среди них различаются террасы с частично сохранившимся аллювием, залегающим лишь в депрессиях, западинах, каньонах, выработанных в коренных породах, и террасы с полностью сохранившимся аллювием, который в этом случае перекрывает всю поверхность цоколя;

в) террасы с коренным цоколем, лишенным аллювия и перекрытым элювиально-делювиальными отложениями.

Иногда формирование тектонических прогибов охватывает значительные участки земной поверхности, в пределах которых ранее были образованы целые речные системы с элементами эрозионной деятельности водотоков: планиформными и деформированными террасами, хорошо разработанными

поймами и каньонами. В этом случае погруженными и перекрытыми оказываются речные и даже морские террасы; их я называю *погребенными*, так как с погребенными террасами часто связаны своеобразные по геологическим особенностям россыпи, которые относятся к глубокозалегающим.

Отмеченные разновидности террас возникли в ходе склоновой стадии их эволюции. Таким образом, в развитии террас следует выделять две стадии: флювиальную (пойменную) и делювиально-солифлюкционную (склоновую). В первую стадию возникают планиформные террасы, во вторую – деформированные. Разумеется, террасы, пережившие в течение какого-то времени своего развития вторую стадию, вносят существенные коррективы в интерпретацию их положения на склонах – террасовые ряды Н. И. Кригера, С. В. Лютцау и В. Г. Беспалого изменяют начальную математическую зависимость тем больше, чем интенсивнее протекали процессы склоновой переработки, непосредственно определяющиеся климатическими условиями и тектоническим режимом.

Геологическое преобразование террас во второй стадии эволюции предопределяет необходимость весьма осторожно относиться к методам их сопоставления. Например, Л. И. Маруашвили [1959, с. 14], изучая долины Кавказа и сравнивая данные о них с соответствующими материалами по другим альпийским зонам (Карпаты, Крым, Алтай), пришел к выводу, что «у любой реки, начинающейся в зоне поднятия и заканчивающейся в погружающейся зоне, существует отрезок долины с развитыми талассостатическими (предгорными – Н. Ш.) террасами и в каком-нибудь поперечном сечении данного отрезка долины уровни террас почти в точности должны соответствовать былым положениям базисной поверхности». Однако неучтенная деформация террас, особенно сильно проявляющаяся именно в предгорной части, по видимому, требует существенных корректив вывода автора. Не может быть достоверным и соотнесение террас или террасовых рядов с ледниковыми ритмами, так как геохронология оледенений в Азии, Европе, Америке до сих пор является самым слабым местом четвертичной истории развития геологических событий. Основой корреляции террас и террасовых рядов должны служить всесторонние геологические (стратиграфические, литологические, минералогические и др.) исследования, а математическая интерпретация их распределения на склонах может использоваться лишь в качестве вспомогательного метода стратиграфических построений.

Более того, геологическая сущность высказанного еще А. Пенком положения о совмещении во времени аккумуляции осадков в речных долинах с ледниковыми периодами, а врезания водотоков в земную поверхность – с межледниковьями до сих пор никем не была убедительно доказана. Различные гипотезы, согласно которым рыхлый материал накапливается в периоды наступления ледников, не дополняют друг друга, а взаимно исключают. В самом деле, оживление в ледниковые периоды физического выветривания в горах, как полагают В. Зегель и другие, противоречит характеру развития в этой области рельефа, поверхность которого бронируется ледниками. Эоловые процессы ледниковых эпох, на чем настаивает ряд исследователей, исключают активизацию поверхностного смыва, которому отдают предпочтение некоторые литологи. В то же время усиление поверхностного смыва предпо-

лагает увеличение водности потоков и их эрозионной деятельности, а не ее падение, как утверждает, например, И. А. Волков [1967].

Принимая во внимание эти противоречия, которые не могут быть устранены математической интерпретацией распределения террасовых рядов на склонах речных долин, и учитывая склоновую эволюцию террас, можно предположить, что изменения (перелом) в закономерности соотношения высот террас зависят от их современного положения на склонах. Ведь существует же граница, выше которой террасы исключительно интенсивно деформируются, разрушаются под воздействием склоновой денудации, представляющей собой суммарный эффект влияния физико-географической обстановки и тектонического режима, регулирующих склоновую стадию развития террас, зависящую в большей мере, чем пойменная, от климатических ритмов.

Деформация террас, несомненно изменяющая и их соотношение в террасовом ряду, находит непосредственное отражение и в геологических особенностях террасовых россыпей, в распределении запасов полезного ископаемого в отложениях разновозрастных террас. Изменения соотношения запасов от молодых террасовых россыпей к более древним, конечно, являются следствием экзогенной деформации террас в стадию их склонового развития, эти изменения в какой-то мере повторяют тенденции изменения и высот террас.

Россыпи планиформных террас

Россыпи планиформных террас характерны для крупных рек, но встречаются и в долинах небольших водотоков. В подавляющем большинстве случаев они связаны с низкими надпойменными террасами, особенно формирующимися в районах молодого врезания речной сети. Причина, по-видимому, в том, что устанавливающееся в предшествующий этап эволюции речной сети некоторое равновесие между эрозией и склоновой денудацией обычно нарушается медленнее, чем происходит врезание водотоков.

Россыпи планиформных террас представлены двумя разновидностями: первая связана с террасами, имеющими цоколь из коренных пород, вторая — с террасами, лишенными его (бесцокольными).

Примером россыпей цокольных планиформных террас может служить показанное на рис. 10.27 месторождение (разрез). Террасовые россыпи залегают здесь в виде металлоносного слоя аллювиальных галечников на цоколе коренных пород, например россыпи V террасы и др. Иногда россыпи образуют ярусную систему: террасы представляют собой систему уступов, на которых залегают разновозрастные аллювиальные отложения меняющегося литологического состава, но всегда умеренной мощности (рис. 10.28). У тыловой части террас перигляциального пояса аллювий иногда перекрывается делювиально-солифлюкционными отложениями малой мощности, не изменяющими своим присутствием строение и морфологию террас. Присутствие россыпей цокольных террас, как и русловых россыпей, в том или ином рудном районе свидетельствует о наличии молодых восходящих движений. И, вероятно, в этом случае мы вправе говорить о том, что террасообразование отражает характер развития поверхности и литогенетических процессов.

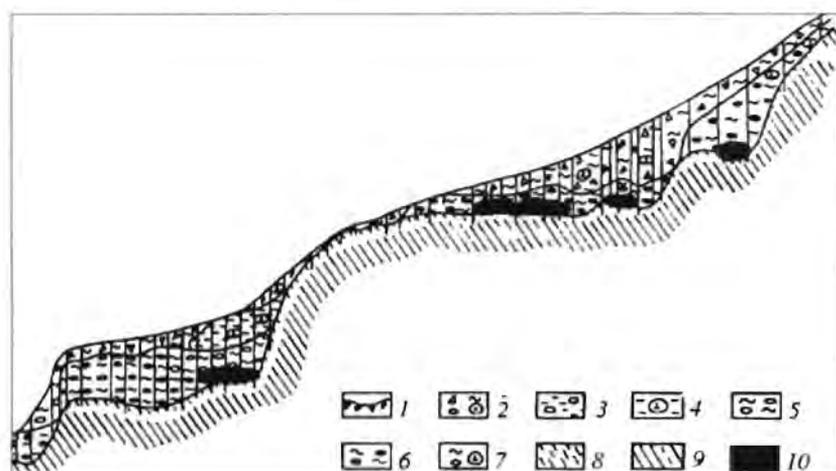


Рис. 10.27. Россыпи цокольных планиформных террас (р. Оротукан, правый приток р. Колыма): 1 – растительный слой; 2 – делювиально-солифлюкционные отложения – связанный суглинком щебень с галькой и линзами льда; 3 – отложения III террасы – галечники, сцементированные суглинком; отложения IV террасы: 4 – ил серый с песком и линзами льда, 5 – галька, сцементированная желтовато-серым суглинком; 6 – отложения V террасы – галька, сцементированная буровато-желтым суглинком; 7 – отложения VI террасы – галька, сцементированная бурой вязкой глиной; 8 – трещиноватые глинистые сланцы; 9 – плотные глинистые сланцы; 10 – россыпные концентрации

Россыпи бесцокольных планиформных террас также известны во многих рудных районах мира. Они выявляют ту же тенденцию развития поверхности, что и цокольные, но формируются вслед за этапом аккумуляции отложений, тогда как цокольные террасы фиксируют непрерывное врезание в земную поверхность. По строению россыпи бесцокольных террас отличаются от россыпей цокольных террас: залегают, как и прислоненные к ним отложения речных пойм, на поверхности коренных пород ложа долины на одном уровне с долинными и могут, по-видимому, рассматриваться как их возрастные аналоги (рис. 10.29). Как ясно из рисунка, они имеют струйчатое строение, очень сходное со строением долинных россыпей, вскрываемых в пределах поймы. Террасовые струи располагаются параллельно долинным, что указывает на единый этап их образования.

Сопоставление условий залегания, особенностей строения и распределения рудных минералов в аллювиальных отложениях россыпей цокольных и бесцокольных планиформных террас позволяет подчеркнуть их следующие особенности.

Россыпи цокольных террас лишены надплотиковых струй и связаны с долинными россыпями через аллювиально-делювиальные отложения, иногда залегающие на склонах (бровке) террас. В этом случае террасовые россыпи, разрушаемые подмывающим их водотоком, непосредственно переходят в русловые. Россыпи бесцокольных террас, напротив, содержат то или иное количество надплотиковых струй и всегда непосредственно связаны с долинными россыпями, т. е. в поперечном и продольном направлениях они как бы продолжают друг друга, залегая, как правило, на одном уровне. Эти особенно-



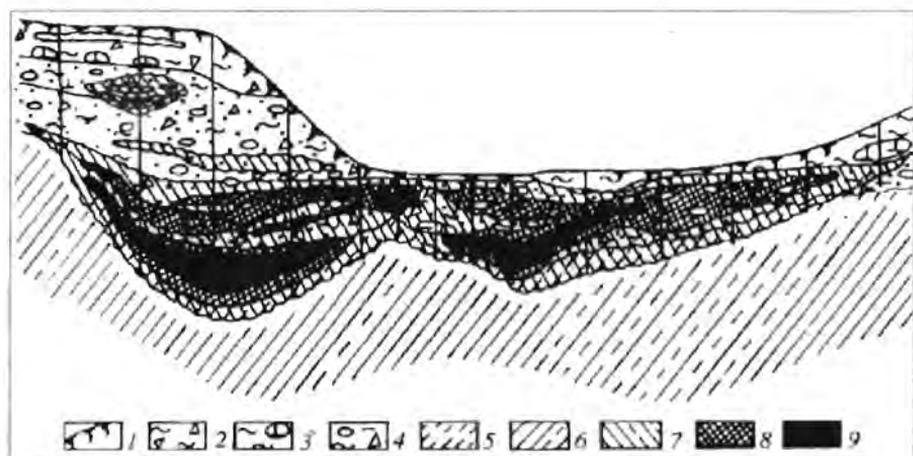


Рис. 10.29. Соотношение долинных россыпей и россыпей планиформных террас руч. Наталка (бассейн р. Колыма): 1 – растительный слой; 2 – отложения поймы – галечник со щебнем; отложения II террасы: 3 – цементированный песчаной бурой глиной щебень с линзами льда, 4 – цементированный песчаным желтовато-бурым суглинком галечник со щебнем; 5 – трещиноватые глинистые и песчано-глинистые сланцы; 6 – плотные сланцы; 7–9 – различная степень золотонности

сти указывают на различные условия формирования россыпей: россыпи цокольных террас образуются при непрерывном ритмичном врезании водотоков в коренные породы ложа долин, тогда как россыпи бесцокольных террас развиваются из долинных в таких условиях, когда врезание водотоков не доходит до стадии углубления в коренные породы; кроме того, углубление водного потока в этом случае следует непосредственно за фазой аккумуляции. Россыпи цокольных террас образуются, вероятно, в перстративную динамическую фазу, бесцокольных – в констративную.

Россыпи деформированных террас

Террасы и их россыпи, в процессе углубления долины поднимающиеся все выше по склону, рано или поздно попадают в зону наиболее интенсивного проявления склоновых делювиальных и солифлюкционных процессов. Одни из террас, имеющие форму узких и менее выраженных ступеней, быстро уничтожаются вообще, другие в сильно разрушенном и деформированном виде продолжают сохраняться. Склоновая деформация россыпей – климатически обусловленный процесс, хотя он и протекает на фоне восходящих тектонических движений земной поверхности; причем деформация происходит под действием различных причин: в ее основе может быть тектоническое колебание уровня террас, изменение высоты по простиранию, смыв или удаление в процессе сползания продуктивного аллювиального чехла, перекрытие аллювиальных террасовых россыпей плащом делювиальных, оползневых, солифлюкционных отложений и т. д.

В гумидном поясе в зонах тропического и субтропического влажного климата деформация террасовых россыпей выражается в интенсивном размыве, протекающем тем активнее, чем выше над тальвегом поднята россыпь. Иногда разрушение террас в этих зонах происходит под влиянием оползней или просто смыва. В зоне умеренного влажного климата террасовые россыпи деформируются под воздействием различных причин: тектонических и делювиальных процессов, образования оврагов и т. д.

В перигляциальном поясе высоко поднятые над тальвегами террасовые россыпи деформируются под влиянием активно протекающей солифлюкции. При этом важное значение имеет не только относительное высотное положение террас, но и ориентировка склонов, на которых они развиты, относительно стран света. Обычно солифлюкция активно развивается на склонах южной экспозиции, кстати сказать, наиболее благоприятных для образования планиформных террас. На этих склонах террасовые россыпи не только разрушаются, но часто перекрываются сплошным плащом делювиально-солифлюкционных отложений, что приводит к прекращению процесса их уничтожения. Наглядной иллюстрацией может служить разрез террасовых россыпей (см. рис. 10.28). На этом профиле можно видеть, что россыпи верхних террас, в частности V, сползают по склону и чем ниже терраса, тем менее деформирована россыпь.

Распределение линейных запасов рудного минерала в месторождении, образованном россыпями деформированных террас (от I до VIII), представлено на рис. 10.30. Здесь максимальные значения суммарных запасов по месторождению в основном относятся к III и VI террасам.

Россыпи погребенных террас

В речных долинах с избыточной мощностью аллювия отложениями могут быть перекрыты не только русловые и долинные, но и террасовые россыпи. При этом все семейство погребенных аллювиальных россыпей бывает сильно замаскировано, когда в новой, современной долине, сформировавшейся на перекрывающем каньон или впадину аллювии, образуются террасы, как правило, бесцокольные.

Возрастные соотношения аллювиальных отложений погребенных террас и связанных с ними россыпей бывают очень сложными; их положение по отношению к современной долине часто затушевывается несовпадением с россыпями молодых террас. В этом случае россыпи новых пойма в действительности являются террасовыми россыпями, образовавшимися в ходе разработки водотоком оказавшейся перекрытой молодыми аллювиальными отложениями древней долины. Подобные взаимоотношения террасовых россыпей различных стадий развития речной сети можно проиллюстрировать поперечным разрезом погребенной долины, положение которой наследуется последующей стадией развития водотоков (рис. 10.31). Здесь имеются россыпи цокольных террас древнего каньона и россыпи, подвергшиеся в стадию выработки каньона разрушению и переотложению в молодую долину (на дно каньона). После того как каньон с его русловыми, долинными и террасовыми россыпями был погребен, сформировалась новая долина, которая относится

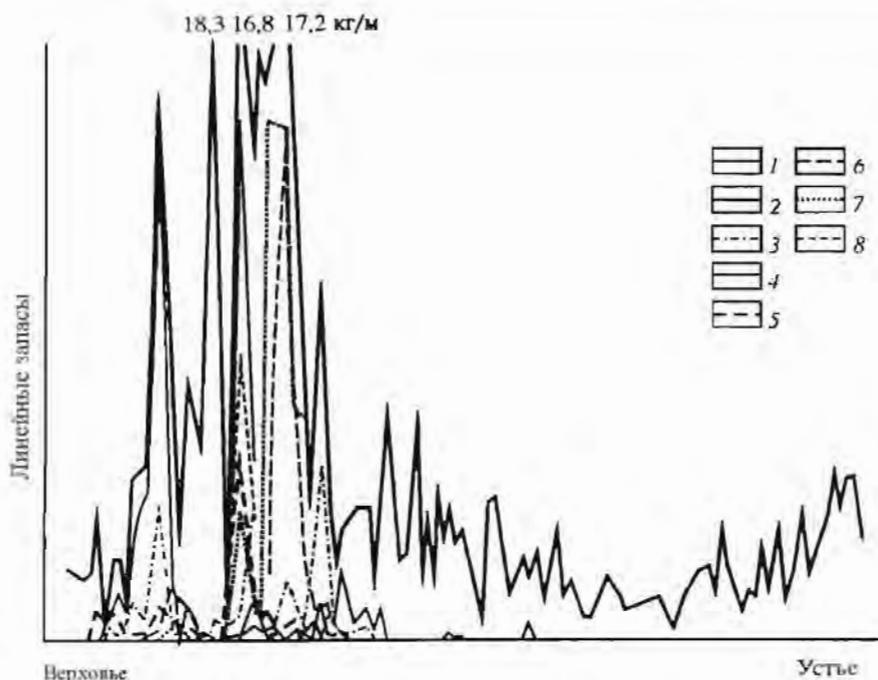


Рис. 10.30. Распределение линейных запасов золота в аллювиальных россыпях в месторождении р. Мальдяк (бассейн р. Колыма): 1 – всего в месторождении; 2–8 – в россыпях террас соответственно I (3–5 м), II (15–20 м), III (15–20 м), IV (30 м), V (35 м), VI (45 м), VII–VIII (50–60 м)

ко второму этапу развития речной сети. Последующее врезание водотока сопровождалось образованием серии надпойменных бесцокольных террас (в данном случае они не являются металлоносными).

Подобная схема двух-трех и даже большего количества этапов развития речной сети с образованием закрытых молодых аллювиальными отложениями террасовых россыпей, часто рассматриваемых как долинные россыпи молодых пойм, может наблюдаться не только в связи с погребенными каньонами, но и в зонах сопряжения тектонических прогибов с горным обрамлением, в ледниковых областях, в районах, где чрезвычайно активно проявляются селевые процессы, оползни и т. д. Выяснение возрастной разницы между такими россыпями, их истинных взаимоотношений и последовательности формирования возможно только при комплексном исследовании слагающих россыпь пород: их вещественного состава и гипергенного изменения минерального вещества в стадию образования россыпи, различий органических остатков (спорово-пыльцевых комплексов).

10.8. Россыпи древней приподнятой речной сети

В районах интенсивного воздымания земной поверхности, особенно если оно носит блоковый характер, при котором движения отдельных участков

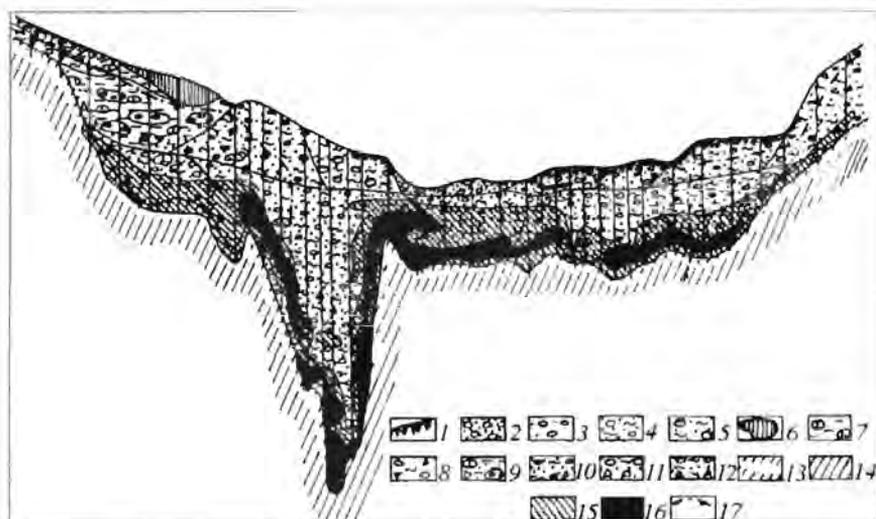


Рис. 10.31. Строение продуктивных отложений погребенного каньона руч. Павлик (бассейн р. Колыма): 1 – растительный слой; отложения голоцена: 2 – пойменный галечник с грубозернистым песком, 3 – галечник пойменной террасы, 4 – отложения I надпойменной террасы – галечник с песком, сцементированный суглинком; отложения верхнего плейстоцена: 5 – отложения II террасы – галечник, сцементированный песчано-глинистым материалом, 6 – торф, 7 – илесто-глинистые отложения с линзами льда, 8 – сцементированный суглинком галечник со щебнем, 9 – серые илы с линзами галечника (III терраса); 10 – сцементированный песчано-глинистым материалом галечник со щебнем (III терраса); отложения верхнего плейстоцена: 11 – сцементированный желтоватой глиной галечник каньона со щебнем, 12 – сцементированный желтой глиной галечник доледниковой долины со щебнем; 13 – трещиноватые глинистые сланцы; 14 – плотные глинистые сланцы; 15, 16 – отложения с различными концентрациями золота; 17 – граница многолетней мерзлоты

металлогенических провинций разнонаправленны, иногда происходит существенная перестройка речной сети. Наиболее заметен этот процесс в водораздельных зонах, где активно развиты перехваты, обезглавливание речных систем и т. д. В такой тектоно-геоморфологической обстановке некоторые участки долин по тем или иным причинам вообще лишаются водотоков. Последующее преобразование рельефа приводит к уничтожению даже внешних признаков флювиального происхождения россыпей или линейно вытянутых депрессий – бывших речных долин, с которыми связаны россыпи. Аллювиальные отложения, в том числе и металлоносные россыпи, если они не полностью уничтожены, часто перекрываются чехлом делювиально-солифлюкционных образований, в таком виде они могут сохраняться неопределенно долго. Подобные россыпи особенно характерны для районов молодых сводовых поднятий с платообразными водораздельными пространствами (рис. 10.32). Я думаю, что некоторые районы, например, Средней Азии и Кавказа должны быть тщательно изучены с этих позиций.

Россыпи древней приподнятой гидросети следует рассматривать как месторождения, занимающие по происхождению полярное положение по отношению к аллювиальным россыпям, развитым в районах тектонических

прогибов или впадин. Однако если россыпи в погружающихся участках перекрываются толщами рыхлых отложений, то россыпи приподнятой речной сети в ходе своего развития оказываются в области мобилизации и сноса рыхлого материала, где денудация протекает тем интенсивнее, чем активнее проявляются восходящие движения, которые в свою очередь стимулируют эрозионную деятельность по-иному пространственно ориентированных водотоков, а также террасообразование в новых долинах.

Во всех известных мне россыпях приподнятой речной сети металлоносность связана с аллювием, выполняющим древние тальвеги в настоящее время уничтоженных долин. Фрагменты этих долин, заключающие аллювиальные отложения, не контролируются современными водотоками, так как принадлежат предшествующему этапу тектоно-геоморфологического развития поверхности. Для этих россыпей характерно различное высотное положение по отношению к днищу современных долин: в одних случаях они располагаются на невысоких водоразделах, на несколько десятков метров выше русла рек, в других – на сравнительно высоких водоразделах, на 300–400 м выше современных тальвегов.

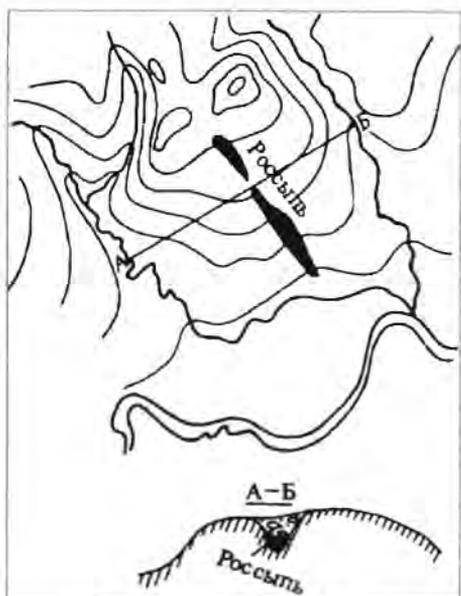


Рис. 10.32. Положение россыпи на водоразделе руч. Беличан и руч. Кураных (бассейн р. Колыма)

11. ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ (ЛИТОРАЛЬНЫЕ) РОССЫПИ

11.1. Общие замечания

В связи с морской волноприбойной деятельностью в литоральной зоне и террасообразующими процессами морей и океанов формируются россыпи, называемые по-разному: прибрежными, береговыми, прибрежно-морскими, морскими, литоральными и др. В эти названия вкладывается неодинаковый смысл, поэтому, чтобы исключить различные толкования, считаю необходимым уточнить значение термина «литоральные россыпи», которого буду придерживаться.

Мне представляется, что термин «прибрежные россыпи» нужно изъять из употребления, так как он указывает лишь на прибрежное положение россыпей, но никак не отражает их происхождение. Так, часто употребляемые названия «прибрежная равнина», «прибрежная горная система» и т. д. совершенно не означают, что происхождение этих структур (элементов рельефа)

связано с морем. Не менее неопределенным и поэтому неправильным является и термин «морские россыпи». Он полностью отождествляется с термином «морские осадки», которые могут формироваться как угодно далеко от берега, во внутренней части моря или океана, и включать пелагические отложения, в которых концентрация тяжелых (россыпеобразующих) минералов вообще невозможна. Слово «морские» вводит в заблуждение и неправильно определяет генетический смысл россыпей, возникающих в связи с деятельностью моря. Думаю, что термин «береговые россыпи» также не отвечает условиям образования россыпей, которые связаны с волноприбойной деятельностью морей и океанов, — этот термин строго фиксирует положение россыпей по отношению к береговой линии, т. е. указывает, что они генетически связаны только с берегом. Более или менее полно условиям образования этих россыпей отвечает термин «прибрежно-морские» россыпи, его можно было бы принять, если бы не некоторая неопределенность. Исходя из значения этого термина, возможно трактовать происхождение таких россыпей как независимое от моря, в таком случае их связь с морем воспринимается как чисто географическая.

С моей точки зрения, россыпи, возникающие в волноприбойной зоне морских и океанических водоемов, наиболее правильно называть литоральными. В литорали (без неритовой зоны) происходит наиболее активное взаимодействие суши и моря. В ней присутствуют отложения как континентального, так и морского типа; разнообразные по крупности, составу, гипергенной устойчивости минералы. Литоральная зона служит областью аккумуляции грубообломочного материала, здесь происходит его переработка, дифференциация и концентрация по равным уровням равнопадаемости и т. д. Ширина литорали иногда достигает десятка и более километров, и так как она представляет собой наиболее мелководную прибрежную часть морского или океанического водоема, то малейшее изменение его уровня может вызвать процесс террасообразования. Следовательно, террасогенез в определенной мере связан с литоралью, чутко реагирующей на изменения уровня моря.

Точный перевод латинского *litoralis*, от которого происходит слово «литораль», означает «береговой», «прибрежный», однако в геологической литературе ему придается совершенно определенное и всеми понимаемое значение.

Литоральные россыпи возникают на границе смены типов литогенеза: здесь прекращаются процессы континентального породообразования, включая образование россыпей в различных обстановках эволюции суши, и начинается морской литогенез, которому чуждо россыпеобразование. Литоральные россыпи любых полезных ископаемых отличаются двойственными чертами: они несут признаки континентального и морского литогенеза.

Однако практика показала, что геологи, изучающие россыпные месторождения, отдают предпочтение термину «прибрежно-морские», игнорируя термин «литоральные». Считаясь с этим консерватизмом, на устранение которого не повлияли два издания «Основ учения о россыпях» и выход в свет книги «Учение о россыпях», я счел целесообразным в заголовке главы, посвященной этому типу россыпей, дать двойное название, вынося как основной полюбившийся геологам термин «прибрежно-морские». В связи с этим пляжевые россыпи далее будут рассматриваться в качестве фации прибрежно-морских.

11.2. Пляжевая фация прибрежно-морских россыпей

Пляж литорали (рис. 11.1), где возникают прибрежно-морские россыпи, — это энергетически напряженное сопряжение моря с сушей; здесь протекают сложнейшие гидродинамические процессы, в ходе развития которых формируются нередко крупные россыпные месторождения многих полезных ископаемых. Как пространственно-временной геологической объект эта зона выступает в качестве барьера, задерживающего весь поток обломочного материала, поступающего с материков в морские и океанические водоемы; именно здесь происходит активная его переработка (дробление, истирание), сопровождающаяся разделением привнесенных с суши минералов на рудные и породообразующие ассоциации; породообразующие минералы в виде взвешенной (взмученной) фракции осадка удаляются на дальний шельф в сторону материкового склона, тогда как оставшиеся тяжелые и гипергенно устойчивые минералы рудного комплекса подвергаются дифференциации с последующей концентрацией в пляжевых отложениях в соответствии с присущими им значениями $K_{г\gamma}$ и гидравлическими характеристиками минеральных зерен. Динамика этих процессов по-разному проявляется в тыловой, фронтальной и собственно пляжевой литорали, что и определяет неодинаковую их роль в аккумуляции рудных парагенезисов. Источниками россыпеобразующих минералов, поступающих в пляжевую зону, являются: во-первых — аллювиальный снос с материковых пространств, во-вторых — полифациальные и полихронные рыхлые прибрежные отложения, часто содержащие то или иное количество рудного вещества, и, в-третьих, ими могут быть непосредственно перерабатываемые волноприбойной деятельностью локализованные в пределах береговой линии морей и океанов коренные месторождения или коры химического выветривания метаморфических и магматических комплексов, содержащих эти минералы.

Таким образом, фундаментальной основой процесса образования литоральных россыпей широкого спектра полезных ископаемых является гидродинамика транзита, дифференциации и аккумуляции или накопления на некоторых участках этой зоны рудного вещества, а точнее — россыпеобразующих минералов. Для нее характерно образование россыпей наиболее подвижных минералов (и тонкой фракции малоподвижных), которые легко транс-



Рис. 11.1. Обобщенный профиль морского пляжа с участками накопления тяжелых минералов [Меро, 1969]

портируются речными потоками, а также минералов, не освободившихся в процессе аллювиальной переработки от жильного материала; к ним, в частности, может быть отнесено и золото. Пляжевые его россыпи иногда возникают в результате переработки затопленных аллювиальных долинных или террасовых месторождений.

Однако именно в литорали происходит образование большой группы месторождений, содержащих минералы со средними и малыми значениями константы гипергенной устойчивости. Это титаноносные, титан-циркониевые и редкометалльные россыпи, на практике выделяемые в группу прибрежно-морских россыпных месторождений. В качестве их коренных источников, как правило, выступают разной основности магматические или метаморфические комплексы нередко с рассеянной рудной минерализацией.

Пляжевая часть литорали является наиболее важной ареной проявления россыпеобразующих гидродинамических процессов, поэтому остановлюсь более детально на ней. Разделение минералов и концентрация рудного вещества в пляжевой зоне непосредственно связаны с динамикой берега. Она всесторонне изучалась В. П. Зенковичем [1962] и другими исследователями. Формирование литоральных россыпей проанализировано А. А. Аксеновым с соавторами [Изучение процессов..., 1965]. С учетом теоретической основы процесса концентрации рудного вещества в волноприбойной зоне, изложенной в разд. 5, и работ названных авторов удобно рассмотреть условия образования пляжевых россыпей на основе сложившихся представлений о концентрации рудных минералов, фракционированных из кластогенных пород.

Содержащий россыпеобразующие минералы обломочный материал в волноприбойной зоне под воздействием приливных и отливных течений, ветровых потоков и волнения перемещается в двух направлениях: вдоль берега и по профилю берегового склона. Волнение возбуждает и перемещает, главным образом вдоль берега, наиболее крупную псефитовую фракцию (валуны, гальку, гравийно-песчаную смесь), а тонкий псаммит-пелитовый осадок приводится в движение обычными приливными течениями или ветровыми потоками. В ходе этого сложного, иногда разнонаправленного движения возникают мощные аккумулятивные надводные и подводные формы, в частности бары, пересыпи, косы, причем последние местами прослеживаются на сотни километров. Участки аккумуляции обломочного материала вдоль берега распределяются крайне неравномерно, что обусловлено не только сложным характером его привноса, но и геологическими особенностями берега и историей его развития.

Наиболее ярко эффект гравитационной дифференциации проявляется при асимметрии векторных значений силы течений, т. е. когда потоки в сторону берега или моря имеют разные параметры; они определяются знакопеременными скоростями и ритмичной сменой сил течений, что способствует, с одной стороны, взвешиванию или взмучиванию в возбужденной среде тонкой фракции материала и его выносу за пределы литорали, а с другой – концентрации тяжелых компонентов в соответствии с их равнопадаемостью. Поскольку пляж формируется в основном потоками, возникающими после разрушения волны, то здесь гравитационная дифференциация минерального вещества выражена особенно ярко. И так как волноприбойный процесс характеризуется колебательным режимом, то энергетически максимально на-

пряженные штормовые его фазы сопровождаются размывом пляжевых отложений, при ослабленных волнениях происходит аккумуляция осадков. Это приводит к формированию толщи с косой слоистостью, структурированной прослойками россыпеобразующих минеральных ассоциаций. Поэтому можно утверждать, что внутреннее строение литоральных россыпных месторождений определяется режимом накопления пляжевых отложений; в них концентрации тяжелых минералов (с соответствующими значениями $K_{гв}$) образуют полого наклоненные в сторону моря маломощные прослойки. Их количество в вертикальном разрезе и пространственная протяженность определяют масштабы россыпей.

Погребение пляжевых россыпей происходит в ходе перестройки аккумулятивных форм, когда фиксируются пластовые сложенные прослойками залежи, которые в последующем в геологических осадочных формациях и выступают в качестве сложных слоистых россыпных месторождений (рис. 11.2). А. А. Аксенов с соавторами. [Изучение процессов..., 1965, с. 52] подчеркивают, что обычно зоны аккумуляции состоят из современной береговой аккумулятивной формы и ряда более древних подводных генераций этих форм, затопление и захоронение которых в осадках происходит в процессе равномерного наступления моря на берег. Оно и приводит к образованию трансгрессивных толщ, включающих серию россыпей, часто располагающихся на разных уровнях их разреза. Такое строение, как полагают указанные авторы, имеют прибрежные отложения современных морей; их формирование определялось послеледниковой трансгрессией Мирового океана.

Если учесть, что пляжевые россыпи различных полезных ископаемых относятся к аллохтонным образованиям (касситеритовые, циркониевые, ильменитовые, рутиловые, монацитовые и др.), то понятно, почему среди них сравнительно редко встречаются россыпные месторождения золота, платины и других минералов с низкой миграционной способностью. Однако в особых условиях они все-таки возникают. К этим благоприятным условиям следует отнести переувлажнение в период морской трансгрессии аллювиальных металлоносных отложений, затопление и частичную переработку морем россыпей, созданных до трансгрессии, или, наконец, непосредственный размыв в волноприбойной зоне коренных месторождений и рудопроявлений названных минералов и особенно оксидных кор химического выветривания.

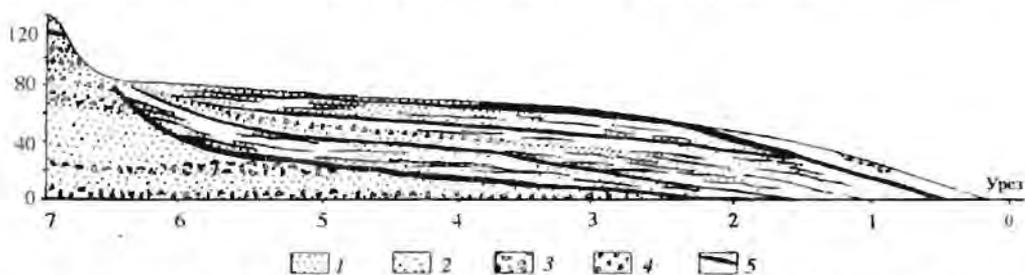


Рис. 11.2 Схема строения пляжа на одном из участков побережья Азовского моря по А. А. Аксенову с соавторами [Изучение процессов..., 1965]: 1 – песок, 2 – гравий, 3 – ракушка, 4 – ракушечный детрит, 5 – концентрации ильменита; по оси ординат – мощность пляжевых отложений, см; по оси абсцисс – длина пляжа от уреза воды, м

Здесь уместно более подробно рассмотреть проблему концентрации минералов в волноприбойной зоне, где происходит формирование пляжевых россыпей морской или озерной литорали. С моей точки зрения, она удачно проанализирована С. Е. Саксом и А. Е. Смолдыревым [1970]. Указанные исследователи, постулируя предельный размер взвешиваемых в волноприбойной зоне частиц как случайную величину, лишь статистически оцениваемую даже при постоянном гидрологическом режиме в литорали, полагают, что за некоторый промежуток времени Δt их взвешенные объемы V' и V'' окажутся равными:

$$V' = \int_{r_{\min}}^{r_1} P'_a(r) dr,$$

$$V'' = \int_{r_{\min}}^{r_1} P''_a(r) dr,$$

где $r_1 = f(u_d, t)$ – максимальный радиус взвешенных частиц, статистически случайная величина; u_d – придонная скорость потока; P – гранулометрическое распределение минералов.

Поскольку процесс длительного накопления в донных осадках тяжелой фракции рудных минералов носит нестационарный характер, то он может быть описан сложными нелинейными уравнениями. Для математического его моделирования С. Е. Сакс и А. Е. Смолдырев предложили уравнения следующего вида:

$$\frac{dV'}{dt} = \frac{\varphi V'}{a'(V' + V'')};$$

$$\frac{dV''}{dt} = \frac{\varphi V''}{a''(V' + V'')},$$

где $\varphi(t)$ – случайная функция, характеризующая гидрологический режим; a – гидравлическая крупность минералов.

Авторы считают, что при наличии данных о физической природе коэффициента φ процесс может быть смоделирован по методу Монте-Карло при начальных условиях $V' = V'_0$ и $V'' = V''_0$ при $t = 0$. В этом случае проблема концентрации полидисперсного материала во взвешиваемом потоке, как показывает следующее уравнение, зависит от придонного гранулометрического распределения:

$$\bar{s} = \bar{s}_0 \int_{r_{\min}}^{r_1} \left(-\frac{u_x y}{\psi} \right) dr,$$

где u_x – скорость движения жидкости; ψ – волновая функция. Основываясь на уравнении, приведенном выше, можно описать полный расход фракций в литоральной зоне или в пляжевой её части по следующему уравнению:

$$Q_{\text{об}} = b \int_0^y \int_{r_1}^{r_2} (u - u_x) \frac{\partial \bar{s}}{\partial r} dy dr,$$

где $Q_{аб}$ – полный расход фракций в диапазоне $r_a < r < r_b$; b – ширина потока; u_s – скорость движения частиц данного размера; $u_s = f(y, u, u_s)$.

Таким образом, при некотором незначительном уменьшении емкости потока, в результате чего размер взвешиваемых частиц падает с r_1 до r_2 , происходит почти полная концентрация тяжелой минеральной фракции в придонной части пляжевой литорали. Правда, в этом процессе будет осаждаться и некоторое количество легкой эквивалентной по гидравлическим характеристикам фракции, обычно состоящей из породообразующих минералов.

11.3. Террасовые россыпи

Проблема образования морских террас, а следовательно, и связанных с ними россыпей до сих пор не получила однозначного решения. Совсем недавно все исследователи сходились на том, что морские террасы формируются в результате гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана. Такое толкование облегчало параллелизацию морских террас с речными. Однако легко обнаружить, что каждый раз в межледниковье колебания Мирового океана должны были восстанавливать свой прежний уровень, а это влекло бы за собой погружение под воду ранее образованных террас. Таким образом, «лестница» морских террас, состоящая из разновозрастных ступеней, не могла быть сформирована в ходе развития береговой линии только под влиянием смены климатических режимов. В поисках истинной причины образования морских террас сейчас многие исследователи полагают, что непременным условием их формирования, кроме физико-географических, т. е. климатических, причин, должны быть еще и тектонические.

Уже давно подмечено, что в районах, где в четвертичный период непрерывно происходили поднятия суши, не приостанавливающиеся и в периоды гляциоэвстатических колебаний океана, возникала полная лестница морских террас, а в тех зонах побережья, где суша опускалась, даже образовавшиеся в предшествовавший этап террасы погружались под уровень моря и не создавали видимой террасовой лестницы. В районах разнонаправленных (блоковых) колебательных движений возникли неполные, или, как их назвал В. Г. Беспалый [1978], сокращенные, террасовые ряды. Поскольку именно тектонический режим определяет появление многовариантной системы морских террас, ему, как мне представляется, следует отдать предпочтение и рассматривать его в качестве ведущего фактора морского террасогенеза. Именно на его фоне физико-географическая ситуация накладывает на террасогенез существенный отпечаток, фиксирующийся в строении террас, в вещественном составе отложений и, следовательно, в геологических особенностях террасовых россыпей.

Вместе с тем иногда климатическая обстановка в области развития коренных источников, послуживших базой для образования россыпей полезных ископаемых, оказывается решающей в формировании тех или иных месторождений, ибо их вещественный состав в значительной степени определяется условиями отбора рудного вещества и его переноса. В гумидном поясе этот

процесс, как было показано выше, протекает не так, как в перигляциальном, и т. д. Поэтому при формировании террасовых россыпей климатические условия имеют важное, а в отдельных случаях, возможно, и решающее значение, в частности, классы россыпей определяются здесь не морским террасогенезом, а континентальным литогенезом.

Таким образом, при определенных тектоническом и физико-географическом режимах развития литоральной зоны пляжевые россыпи превращаются в террасовые.

11.4. Распространение морских литоральных россыпей

Среди россыпей, возникших в связи с волноприбойной деятельностью моря (включая и террасовые), на различных континентах мира выделяют месторождения современных открытых и затопленных пляжей, а также пляжевые и террасовые россыпи древних морей.

Первое место в приведенном Дж. Мерио [1969] списке современных пляжей, на которых добывают различные минералы, принадлежит россыпям тяжелых минералов, включающих широко распространенную ассоциацию: магнетит, ильменит, циркон, рутил, монацит. Такие россыпи эксплуатируются в штатах Северная Каролина и Флорида (США), в Коста-Рике, Гватемале, Сенегале, Шри-Ланка, на о-ве Тайвань, в Австралии, Египте, Индии и др. Получили распространение и чисто магнетитовые россыпи (Япония, Канада, США, Россия, Украина и др.).

Условия переноса (поступления) рудного вещества в литоральную зону и особенности его концентрации на пляжах накладывают ограничения на некоторые россыпеобразующие минералы. В число минералов, которые лишь в сравнительно редких случаях образуют соответствующие россыпи, входят платиноиды, золото, хромит и их спутники, имеющие близкие к ним значения константы гипергенной устойчивости. Это и понятно: так как пляжевые россыпи, из которых потом формируются и россыпи морских террас, чаще всего являются аллохтонными образованиями, среди них редко встречаются россыпи минералов с низкой миграционной способностью.

Россыпи этих минералов возникают в литоральных зонах в особых условиях: при перемыве в периоды морских трансгрессий аллювиальных золото- и платиноносных отложений; при затоплении и частичной переработке морем россыпных месторождений золота и платины или непосредственном размыве в волноприбойной зоне рудных месторождений этих металлов. Очевидно, что все три случая, при которых образуются золото- и платиноносные литоральные россыпи, обуславливают их специфические геологические черты, в какой-то мере унаследованные от коренных источников. Пляжевые золото- и платиноносные россыпи разрабатывались или эксплуатируются в настоящее время в провинции Квебек (Канада), в Чили, в штате Орегон (США), на Аляске – в западном Кадьяке и у г. Ном. Хромитовые прибрежно-морские пески разрабатываются в Новом Южном Уэльсе (Австралия).

Еще реже встречаются промышленные пляжевые россыпи алмазов. Однако это не связано с ограничениями, обусловленными спецификой россы-

пеобразующего процесса в литоральной зоне. Напротив, этот минерал не только подвижен, но и гипергенно устойчив, что позволяет ему достигать литорали не разрушаясь. Литоральные алмазоносные россыпи образуются редко потому, что источники этого минерала так же редко встречаются на земной поверхности. В настоящее время известна лишь одна промышленная литоральная россыпь алмазов – их добывают из затопленного пляжа в Юго-Западной Африке.

Все известные россыпи, образовавшиеся в литоральной зоне некогда заливавших материки морей, возникли в таких же условиях, какие описаны выше. Частные особенности строения варьируют за счет коренных источников, служивших базой образования россыпей, или физико-географических условий, в которых происходило выветривание и высвобождение россыпеобразующих минералов из вмещающих пород. Аналогию между современными и древними пляжевыми и террасовыми россыпями подчеркивает и соотношение типов россыпей, разрабатывающихся в настоящее время. Таким образом, литоральные россыпи хотя и широко распространены, но далеко не всех полезных ископаемых. Наиболее часто встречаются ильменитовые, циркониевые, рутиловые, магнетитовые литоральные россыпные месторождения, нередко имеющие крупные размеры. Реже встречаются россыпные месторождения благородных металлов.

11.5. Озерные россыпи

Гидродинамические условия образования озерных россыпей в своих качественных особенностях повторяют схему динамики развития морской литорали, но количественные параметры этого процесса в береговой зоне озер значительно ослаблены. В самом деле, берега озер развиваются в условиях, почти полностью исключая приливно-отливную деятельность; в озерах по сравнению с морем резко снижена и волноприбойная работа. Поэтому если в озера и поступает какое-то количество аллювиального металлоносного материала, то он не может быть эффективно переработан. Это определяет крайне слабую россыпеобразующую дифференциацию отложений в озерных водоемах или в их береговой зоне и, следовательно, редкое появление озерных россыпей полезных ископаемых.

На берегах гигантских озер и отшнурованных в прошлом от Мирового океана внутренних морей иногда возникают пляжевые россыпи, часто сменяющиеся по профилю в сторону материка террасовыми. Практическое значение этих россыпей ограничено.

12. РОССЫПИ АРИДНОГО ПОЯСА

Выше в разделе, посвященном аридному литогенезу (см. разд. 7), показана важная роль эоловых процессов в общем цикле континентального породообразования. Было показано, что зону аридного литогенеза нельзя исключать из числа провинций, в пределах которых протекает россыпеобразование.

Вероятно, лишь весьма слабые знания формировали неправильные о ней представления в отношении россыпной минерации.

Аридный литогенез развивается на площади, примерно равной 20% общей поверхности суши Земли, причем значительная её часть относится к древним материковым платформам, где широко развиты полихронные и полигенные пояса, зоны и поля разнообразных рудных месторождений полезных ископаемых, часто являющихся источником россыпей. Среди них могут быть названы: золото, платиноиды, ильменит, лейкоксен, рутил, циркон, большая группа редкоземельных минералов, земель, алмаз, т. е. минералы с высоким значением константы гипергенной устойчивости и поэтому относящиеся к россыпеобразующим.

Аридная зона планеты не однолика по характеру литогенетических процессов. С интересующей нас точки зрения, т. е. возможного образования россыпей, она разделяется на две части: аккумулятивную или барханно-дюнную и эрозионную или дефляционную. Аккумулятивная занимает примерно около одной пятой аридной зоны, вся остальная часть (четыре пятых) относится к области, где интенсивно проявляются процессы дефляции, т. е. эрозии – физического разрушения горных пород и ветрового переноса (выдувания) дезинтегрированных частиц. Можно предположить, что подобное соотношение наблюдалось и в прошлые геологические эпохи развития поверхности планеты.

Процессы образования барханов и дюн могут быть описаны законами аэродинамики, они, безусловно, не сопровождаются ни сортировкой, ни тем более концентрацией рудных минералов. Барханно-дюнная ветровая деятельность обычно приводит к обогащению песчаного материала кварцем, так как его константа гипергенной устойчивости выше второй главной составляющей пустынных песков – полевых шпатов. У них твердость ниже, чем у кварца, поэтому они быстро разрушаются и уносятся из области аккумуляции часто даже за пределы аридной зоны в виде пыли, иногда формируя мощные толщи лесса в умеренном климатическом поясе или в арктических, а также приледниковых областях, образуя перигляциальный комплекс горных пород.

Подобный механизм развития барханно-дюнных процессов исключает примерно 20% площади современных пустынь, где практически отсутствует концентрация рудного вещества и образование россыпей.

С этих позиций определенный интерес представляют те 80% зоны развития аридного литогенеза, где дефляционные процессы полностью подавляют эоловую деятельность. В ее пределах подвергаются ветровой эрозии и выносу не только лессовый полевошпатовый материал, но и кварц; за счет этого возникают остаточные концентрации тяжелых и устойчивых к выветриванию в аридной обстановке минералов. К ним относятся элементы (платиноиды, золото, алмаз), минералы из семейства простых и сложных оксидов (кроме кварца), вольфраматов, силикатов и даже, по-видимому, фосфатов. Лишь россыпеобразующие минералы из семейства карбонатов, по своей устойчивости приближающиеся к полевым шпатам, вряд ли могут концентрироваться в области проявления дефляционных процессов.

Дефляция может развиваться на равнинах, приподнятых плато, во впадинах и замкнутых котловинах, в предгорных пустынных областях и даже на барханно-дюнных формах рельефа, где песчаный материал по тем или иным причинам подвергся начальной литификации и не передувается. Наконец, как показано Е. Г. Бардеевой [1999], представляется весьма важной дефляционная переработка россыпей, например возникающих в литоральной зоне; она может развиваться в периоды пауз их формирования, когда образовавшиеся рудные залежи по тем или иным причинам выводятся в субаэральную зону с господствующим аридным климатом. Воздействие на них ветровой деятельности, фиксирующейся в формах рельефа, в специфических признаках на поверхности кристаллов, дефляционное воздействие на продуктивные отложения приводят к некоторому обогащению, к примеру, титаном за счет повышения содержания в ильмените диоксида этого элемента.

Отличительной особенностью россыпей, возникающих в ходе развития дефляции в аридной зоне, является прежде всего малая мощность пластов. Фактически образуются даже не пласты, а маломощные (тонкие) слойки, высокообогащенные тяжелыми минералами; они могут залегать на различных горных породах, которые подверглись дефляционной переработке. Иногда такие россыпи сопровождаются ассоциирующими с ними слойками углефицированной органики; она возникает в сменяющих аридные условия гумидных или перигляциальных обстановках, где возможно развитие растительного или торфяного покрова.

Поскольку при дефляции отсутствует дифференциация минерального вещества, основанная на гидравлических законах равнопадаемости, так как это имеет место в водной среде, то происходит коллективная концентрация (накопление) минералов различной крупности и с неодинаковой константой гипергенной устойчивости, поэтому в таких россыпях присутствуют минералы разных классов – золото, алмазы, касситерит, циркон, ильменит, рутил и др. Тщательное исследование золота из этих россыпей выявило тороидальные формы его зерен, которые нигде больше не встречаются. Модельные лабораторные эксперименты показали, что такие формы возникают только в аэродинамических условиях под воздействием интенсивных воздушных потоков, следовательно, наличие этих форм в россыпях однозначно указывает на их дефляционное происхождение.

В России дефляционные промышленные россыпи золота известны на Среднем Тимане (Республика Коми); они относятся к девону и приурочены к толще аналогичного возраста кварцевых песков. Их изучение показало, что россыпи возникли в одну из девонских аридных эпох континентального развития севера Русской платформы. М. В. Гореликова с соавторами [1998] выявили крайне неравномерное распределение в них золота, которое ассоциируется с алмазами и другими минералами, поступившими из различных источников питания. Ведущий ильменит-рутил-лейкоксеновый парагенезис, присутствующий в отложениях с новообразованными брукитом и гематитом, по-видимому, сформировался за счет метаморфического зеленокаменно-амфиболитового комплекса. Монацит-ксенотим-колумбит-касситеритовая ассоциация этих россыпей, обогащенная Ce, Nd, La, Pr, Sm, происходит, видимо,

из щелочных комплексов. И, наконец, парагенезис, включающий хромшпинелиды, пиропы, оливины вместе с алмазами и цирконом, являющийся ярко выраженной кимберлитовой ассоциацией, привносился из алмазонасной провинции, по-видимому, северного выступа Русской платформы. Дефляционная переработка кварцевых песков, содержащих указанные минеральные парагенезисы, привела к образованию обогащенного рудного пласта; он маркируется прослоем витрена – углефицированного до антрацитовой стадии органического вещества, что указывает на смену физико-географических условий в области образования россыпей и возможное участие в накоплении минералов флювиальной деятельности водных потоков.

В качестве второго примера дефляционных россыпей золота можно указать на месторождения Западной Австралии (округ Кальгурли). Здесь в прошлые геологические эпохи золоторудные месторождения во влажном и жарком тропическом климате вовлекались в процессы латеритизации. В результате образовалась мощная кора химического выветривания с латеритным профилем, представляющая собой сильно обогащенный золотом элювий, т. е. элювиальные россыпи. В современную эпоху (четвертичное время) этот район относится к аридной зоне, в которой активно развиваются дефляционные процессы; ими эродируется латеритный элювий, преобразующийся в дефляционные золотоносные россыпи.

В этом примере наблюдается сочетание россыпей двух генетических и возрастных типов: элювиальных палеозойских и дефляционных четвертичных, причем вторые возникают за счет эолового преобразования первых; понятно, что дефляционные россыпи отличаются большими концентрациями (содержаниями) золота по сравнению с элювиальными (латеритными).

В настоящее время высказываются предположения о том, что в обогащении золотоносных конгломератов Витватерсранда принимали участие дефляционные процессы. Однако эта концепция вряд ли имеет перспективу, так как она входит в противоречие с множеством геологических, петрологических и минералогических особенностей этого уникального месторождения. Алогичность этой концепции применительно к Витватерсранду настолько очевидна, что вряд ли заслуживает обсуждения.

В аридной зоне при подавленных дефляционных и эоловых процессах могут развиваться коры выветривания со специфическим минеральным составом. Примером пространств с подобным ветровым режимом может служить Монголия. Здесь на апатитоносных коренных породах Мушугай Кудука образовалась мощная толща элювия с высоким содержанием франколита и рабдофана, существенно обогащенного церием [Дорфман, 1994]. Весьма сходные условия развития аридного литогенеза мне приходилось наблюдать в штате Юта, где сформировались мощные залежи гипсовых песков с примесью целестина.

Изложенные выше данные о специфических особенностях механизма образования дефляционных россыпей и приведенные примеры (Тиман в России, округ Кальгурли в Австралии) являются свидетельствами того, что этот тип россыпей имеет значительно более широкое распространение, чем представляется геологам сейчас.

13. ОДНА ИЗ ВОЗМОЖНЫХ МОДЕЛЕЙ ОБРАЗОВАНИЯ РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ

Во всех странах, пожалуй, с древнейших времен россыпи алмазов в добыче этого минерала играли второстепенную роль по сравнению с коренными месторождениями; и это, по-видимому, определило слабую их изученность, хотя все алмазоносные трубки практически открывались по находкам алмазов или их спутников – «индикаторных минералов» – в элювии, делювии, аллювии или в литоральных породах прибрежно-морских отложений. Именно так открывались кимберлитовые трубки в Африке, в Индии, в Китае. По россыпям, в которых находили индикаторные минералы, открывались месторождения Якутской алмазоносной провинции и севера европейской части России. Существовала, таким образом, парадоксальная ситуация: с одной стороны, россыпи использовались в качестве наиболее надежного инструмента при поисках месторождений алмазов, а с другой – они, как объекты, являющиеся важным звеном в формировании алмазоносных провинций, совершенно не изучались. Подобная недооценка алмазоносных россыпей затормаживала открытие новых месторождений, что послужило одной из причин, побудивших к изменению сложившегося к алмазоносным россыпям отношения. Решительный поворот к ним был сделан коллективом ученых АК «АЛРОССА» в г. Мирном (Россия).

В последней четверти XX столетия учеными этой организации проведен большой комплекс научных исследований на огромной территории Сибирской платформы, на которой открыты россыпи и многочисленные россыпные проявления (ореолы рассеяния по терминологии авторов) драгоценного минерала и его спутников. На большом представительном фактическом материале было осуществлено изучение шлихо-россыпеобразующей способности кимберлитовых минералов, и прежде всего: алмаза, граната, пикроильменита, хромита, оливина, хромдиопсида, флогопита, магнетита, серпентина, хлорита, кварца, кальцита. Тщательное изучение их гипергенной износоустойчивости в условиях формирования различных структур Сибирской платформы, пережившей несколько циклов смены тектоно-геоморфологических режимов, позволило специалистам построить следующую шкалу минералов с нарастающей физико-химической устойчивостью: *пироксены (хромдиопсиды)–пикроильмениты (MgTiO₃)–оливины–пиропы–хромиты–алмазы*.

Изучение разных парагенетических ассоциаций индикаторных минералов со следами той или иной изношенности и коррелирующегося с ними породного минерального субстрата, фациальных особенностей вмещающих пород, их возрастных взаимоотношений, структурные (барьерные) условия концентрации в определенных сочетаниях индикаторных минералов или, напротив, их рассеяния позволили авторам предложить модель образования алмазоносных россыпей.

В пределах Сибирской платформы, где в четвертичное время господствовали перигляциальные процессы, сочетавшиеся с флювиальной деятельностью организованных потоков, исследователями выделено два типа россыпей или россыпных проявлений алмазов: автохтонный и аллохтонный. Первые из них образуются в определенной последовательности при пенеуплении

провинции и на путях миграции алмазов или их индикаторных минералов в один эрозионный цикл. Для подобной тектоно-геоморфологической обстановки характерен незначительный срез коренных источников, что и определяет поступление в деструктивно-седиментационный процесс небольших объемов материала, хотя иногда и отличающегося повышенной продуктивностью. В цикле пенеппенизации подавляется концентрация россыпеобразующих минералов, на первый план выступает рассеяние рудного вещества, не способствующее формированию промышленно значимых россыпных месторождений алмазов.

Аллохтонные россыпи алмазов, напротив, обычно отличающиеся высокой продуктивностью, согласно рассматриваемой модели, наиболее характерны для бортовых зон синеклиз и прогибов. Эти россыпи образуются в условиях высоко напряженных эрозионно-седиментационных процессов, при энергичной переработке кластогенного материала, сегрегации рудного вещества от вмещающих пород и его концентрации в локальных участках, обычно сопряженных с зонами, где активно развиваются турбулентные флювиально-минеральные потоки с ритмично меняющимися дивергентно-конвергентными импульсами. Для таких тектоно-геоморфологических обстановок весьма характерны значительные срезы кимберлитовых коренных месторождений, обеспечивающих поступление больших масс продуктивного материала; в процессах его трансформации концентрация гипергенно-устойчивых минералов резко подавляет их рассеяние, что и обеспечивает образование россыпных месторождений алмазов. Области аллохтонного россыпеобразования всегда будут более перспективными для открытия алмазоносных месторождений.

В самом приближенном виде математическое описание формирования подобных россыпных месторождений алмазов может быть описано уравнением, приведенным на с. 521. Репрезентативность модели при доработке математического аппарата может быть распространена и на другие виды полезных ископаемых

14. ТЕХНОГЕННЫЕ РОССЫПИ

Массовая отработка россыпных месторождений различных полезных ископаемых, осуществляемая многими странами для удовлетворения потребностей общества в металлах и минералах, сопровождается образованием новых россыпей, имеющих прямое отношение к деятельности человека. В свое время я назвал их «техногенными». Этот термин достаточно хорошо отражает не только условия их происхождения, но и особенности строения, требующие иного подхода к их оценке, отличного от проявленного к естественным природным россыпям.

Техногенные россыпи возникают в результате неизбежных потерь полезного ископаемого в процессе отработки месторождений других генетических типов (рис. 14.1). Подобные металлоносные образования давно привлекали внимание исследователей и разведчиков не только с позиций возможного сокращения потерь при эксплуатации, но и как объекты, которым свойственно характерное распределение оставшегося неизвлеченным полезного

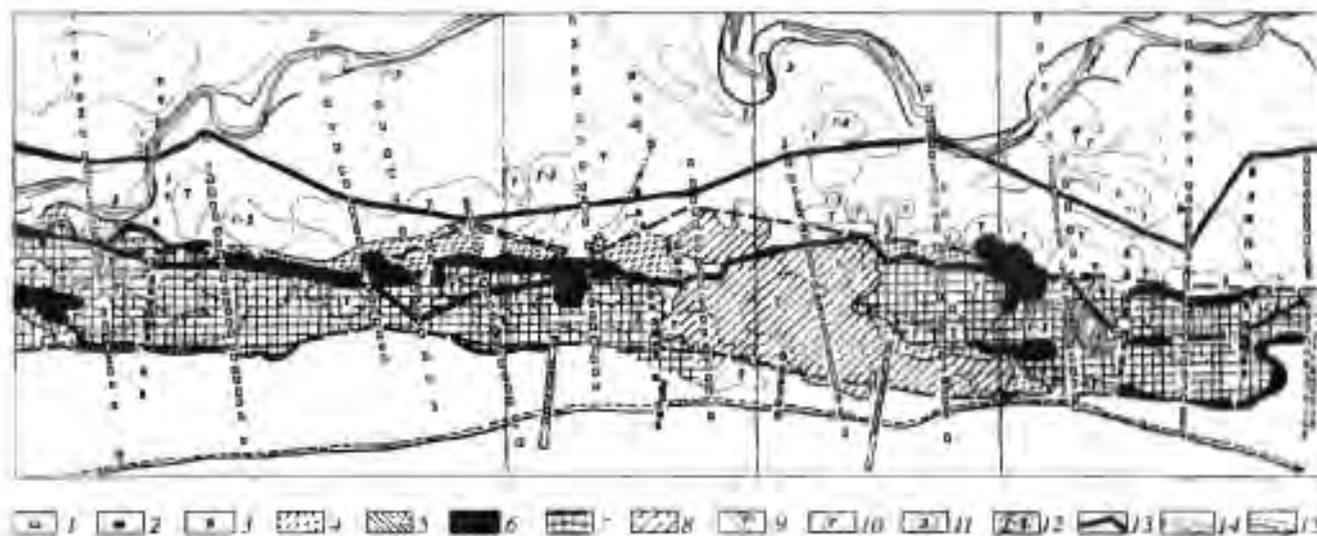


Рис. 14.1. Сопоставление аллювиальной и техногенной россыпей в долине реч. Туманного (близ р. Колымы): 1, 2 – шурфы аллювиальной и техногенной россыпей; 3 – скважина; 4 – частично вскрытые участки россыпей; 5 – частично отработанные пески; 6 – неизвлеченные пески; 7, 8 – отработанные пески и вскрытые площади открытой и подземной разработок; 9, 10 – отвалы торфов, галечно-сфальные; 11 – торфо-сфальные отвалы; 12 – контур зоны развешенной техногенной россыпи; 13 – контур аллювиальной россыпи; 14 – граница аллювия

компонента. Еще в 1933 г. М. Г. Кожевников [1935, 1936], проводя в маринской тайге Западной Сибири изучение старых золотоносных отвалов, рассматриваемых им как «своеобразные месторождения золота», обратил внимание на их некоторые характерные особенности. Позже аналогичные работы проводились и в других районах нашей страны, в результате чего были получены интересные данные о распределении рудного вещества в этих россыпях, об их минералогической характеристике и т. д. Начиная с 1955 г. отработка техногенных россыпей благодаря механизации горных работ приобрела широкие масштабы. Это потребовало их более глубокого, связанного с потребностями производства, изучения. Применявшиеся на аллювиальных или других генетических типах россыпей обычные методы разведки и определения данных для подсчета запасов здесь оказались непригодными. Материал, полученный в результате этого изучения, позволил разделить техногенные россыпи на два типа: отвальные и целиковые. Каждый вид отличается своеобразными особенностями строения и требует соответствующего подхода к разведке, выбору методов отработки и извлечения россыпеобразующих минералов. Каждый вид представлен рядом разновидностей. Встречающиеся в практике разновидности техногенных россыпей, обрабатываемых открытым и подземным способом, можно классифицировать следующим образом:

Целиковые

Бортовые целики

Внутриконтурные (при открытом способе) и охранные (при подземном способе) целики

Площадь с недоработанными и незачищенными песками

Активированные площади

Отвальные

Торфяные

Галечные

Эфельные

Зашеленные и заэфельные площади

14.1. Отвальные россыпи

В ходе отработки аллювиальных, литоральных или иных генетических типов россыпей производится вскрыша пустой породы (торфов), перекрывающей промышленный пласт. Вследствие того что рудные минералы в аллювиальных отложениях не только дают максимальные концентрации в плотиковом горизонте, но и присутствуют в перекрывающих его галечниковых отложениях, то, естественно, в какой-то части они идут вместе с торфами в отвал. Туда же поступают и минералы висячих пластов, которые не фиксировались разведкой или не учитывались в запасах, а также в случае, когда их улавливают разведочные выработки, но при вертикальном оконтуривании пласта они не включаются в его промышленную часть, ибо это привело бы к

разубоживанию россыпи и затруднило бы селективную выемку. Таким образом, за промышленным контуром неизбежно накапливается некоторое количество запасов полезного ископаемого, которое может быть отработано другими, более совершенными методами или технологиями. Галечно-эфельные отвалы (технологические отходы), образующиеся при эксплуатации россыпных месторождений, представляют не менее интересные образования. В отвалах всегда находится то или иное количество металла, во многих случаях достигающее промышленных значений, особенно если при вторичной обработке применяются аппараты, более совершенные, чем те, которые использовались во время первичной эксплуатации естественных россыпей. Размер запасов и концентрация рудного вещества в этих образованиях обусловлены многими причинами, в том числе особенностями его распределения в отложениях перерабатываемой россыпи, неполным охватом промышленных площадей оконтуровкой, неправильным подбором обогатительных машин и приборов, их применением без строгого учета вещественного состава песков и характера полезного ископаемого, изменением кондиций и т. д. Большое значение при этом имеют агрегатное состояние промышленного минерала, его крупность и литологические особенности, а также фракционный состав отложений.

Указанные причины часто приводят к потерям рудных минералов, которые остаются в галечно-эфельных отвалах, накапливающихся в долинах или в пределах промышленных контуров месторождения. В связи с этим мне хотелось бы сослаться на пример Исовских платиноносных россыпей, повторная и даже трехкратная обработка которых входит в технологию эксплуатации месторождения. Пески этих россыпей состоят из существенно глинистого материала, который не разрушается в дражных бочках, а, напротив, закатывается и после первой промывки уносит в отвал не менее 30–40% платины. Закатанные «глыбы» в отвалах под действием атмосферных осадков, воздуха и солнца, а также колебаний температуры разрушаются и при повторной промывке легко отдают содержащийся в них металл. В некоторых случаях для полного извлечения платины, особенно мелких классов, требуется и еще дополнительная промывка дражных отвалов песков.

В галечно-эфельных отвалах золото и платина обычно представлены всеми фракциями, характерными для первичных россыпей. Однако отмечается выпадение средних фракций, по-видимому, наиболее легко извлекаемых при первичной промывке песков. Характерно также наличие тонкого золота и крупных самородков. В горной массе они распределяются более или менее равномерно.

В ходе обработки россыпей возникают так называемые заиленные и заэфельные площади, на которых накапливается отвальный материал. Это пониженные участки россыпи или частично вскрытые контуры, по тем или иным причинам не отработанные. Кроме того, при неправильном оконтуривании россыпи под отвалами галечно-эфельного материала или торфов очень часто оказываются целые участки с промышленным содержанием полезного ископаемого. Дополнительная разведка этих участков вместе с отвалами иногда дает промышленные запасы, пригодные для обработки.

Учет запасов, как и опробование смешанных образований (металлсодержащих отвалов торфов, галечно-эфельных отвалов ошибочно отнесенных к «пустым» вполне промышленных участков россыпи и т. п.), требуют, естественно, особой методики разведки, подсчета запасов и отработки. Именно этим обусловлено их выделение в особую категорию техногенных россыпей – отвальных.

14.2. Целиковые россыпи

К техногенным россыпям можно отнести также участки россыпей, частично отработанные, где по разным причинам прекращена добыча. Это в основном бортовые, внутриконтурные и охранные целики, а также небольшие площади с недоработанными и незачищенными металлсодержащими песками.

Бортовые целики среди прочих элементов техногенных россыпей часто составляют значительные площади, вытянутые по обеим сторонам отработанного промышленного контура. Распределение рудных минералов в них подчиняется той же закономерности, что и в обычных, т. е. не затронутых отработкой россыпях. Однако их среднее содержание в целиках обычно не достигает промышленных значений для отдельной добычи, и при известных условиях минералы из них могут быть извлечены только с применением высокопроизводительной землеройной и обогащательской техники.

Внутриконтурные целики – это небольшие по размеру участки россыпей, находящиеся внутри отработанной площади. Они остаются в результате завала торфами, обводненности россыпи, не позволяющей ее сплошную отработку без специальных горно-подготовительных работ, выборочной эксплуатации, широко практиковавшейся в прошлом, когда в горном деле ручной труд еще не был вытеснен машинным производством. К этой же категории «недоработок» относятся и охранные целики, оставленные при отработке месторождений подземным способом. Внутриконтурные целики обладают разнообразной формой с небольшими размерами, не превышающими нескольких (иногда десятка) квадратных метров. Концентрации в них полезных минералов могут быть очень высокими.

Площади с недоработанными и незачищенными песками представлены отдельными участками россыпей, где промышленный пласт отработан по тем или иным причинам не на всю мощность. Чаще всего это нижние горизонты аллювиальных отложений или элювиальный щебень, где имеются промышленные концентрации рудных минералов. Подобные «недоработки» пласта россыпи обусловлены во многих случаях техническими трудностями, водоносностью, нарушением правил эксплуатации месторождений и т. д.

Понятно, что выявление целиковых (остаточных) участков ранее отработанных россыпей требует особой методики разведки и подсчета в них запасов. Сумма запасов по целикам и в различных отвалах обычно и составляет общий запас техногенных россыпей. Экономическая эффективность их отработки выгодна тем, что здесь отсутствует вскрыша, россыпи в зоне вечной мерзлоты находятся в талом состоянии и с применением высокопроизводительной техники обрабатываются легко.

Распределение по классам крупности золота разведочных проб и добытого из тех же россыпей левобережных притоков Колымы

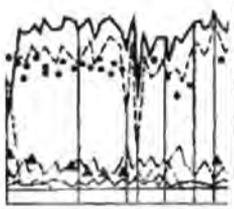
Крупность, мм	Классы, %	
	Разведочные пробы	Эксплуатационные данные
-1,0	37,64	14,3
1,0-2,0	20,02	21,8
2,0-3,0	10,61	13,4
3,0-4,0	11,10	15,1
+4,0	20,03	35,4

В настоящее время ресурсный потенциал техногенных россыпей оценивается достаточно высоко. К этому типу месторождений могли бы быть отнесены техногенные россыпи золота, платины, касситерита, вольфрамита, титана, циркония, алмазов, а также отработывавшиеся месторождения различных полезных ископаемых, заключавшихся в корях химического выветривания. Громадные запасы полезных ископаемых в техногенных россыпях, лишь частично использованные, подтверждают весьма высокой эффективностью вовлечения в промышленный оборот этого рудного сырья.

В связи с этим я не могу не вспомнить следующий для сегодняшнего дня имеющий весьма актуальное значение факт. В 1938 г. я обратил внимание на разницу гранулометрического состава добытого из россыпи золота и золота разведочных проб той же россыпи. Об этом я сказал обогатителям, которые, суммировав разведочные и эксплуатационные данные по отработываемым россыпям, получили результаты, сведенные в табл. 14.1.

Из этих данных следовало, что эксплуатационники > 50% золота класса -1,0 мм вообще не улавливали. Поставленные эксперименты подтвердили мои опасения. Однако технология не была изменена. Поэтому сейчас можно утверждать, что все галечно-эфельные отвалы – это достаточно высокообогащенные золотом техногенные россыпи, образовавшиеся почти за 80 лет интенсивной отработки россыпей Сибири и Дальнего Востока

Не имея возможности более детально рассматривать эту специальную проблему, отмечу лишь, что в некоторых районах (Сибирь, Дальний Восток, юг России) среди промышленных категорий уже учтенных и в той или иной степени изученных объектов различных полезных ископаемых доля техногенных запасов достигает 70-80% и более.



IV

МОРСКОЙ ЛИТОГЕНЕЗ И РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЕ

15. СУБМАРИННОЕ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЕ

15.1. Общие замечания

Читатель, по-видимому, обратил внимание на то, что анализ россыпеобразования, развивающегося в субмаринных условиях, был ограничен рассмотрением процессов в области литорали, где динамика формирования россыпей более или менее полно изучена. Геологические особенности месторождений этой зоны позволяют относить их к образованиям, которые непосредственно связаны с континентальным литогенезом. Но существуют россыпи различных полезных ископаемых, которые обнаруживаются на шельфе за пределами литорали. Условия их образования изучены слабо, поэтому оценка масштабов развития такого рода месторождений не имеет однозначного решения. Одни авторы отрицают возможность присутствия сколько-нибудь интересных промышленных объектов на мелководном шельфе, другие, напротив, считают шельфы исключительно интересной и перспективной частью акватории, причем, по представлениям некоторых исследователей, здесь могут быть россыпи широкого спектра полезных ископаемых.

Данные, полученные в настоящее время при изучении шельфов различных морей, позволяют ответить на некоторые вопросы о роли собственно морского литогенеза в образовании россыпей, иногда встречающихся на достаточном удалении от берега. Задачу, по-видимому, можно свести к выявлению особенностей осадкообразования, обуславливающих или, напротив, полностью исключаящих накопление в морских отложениях россыпеобразующих минералов до уровня промышленных концентраций.

Очевидно, что некоторая часть минерального вещества, вовлеченного под влиянием субаэральной переработки горных пород в процесс образования элювиальных, делювиальных (солифлюкционных), аллювиальных и литоральных отложений, выносится транзитными водотоками и волноприбойной деятельностью за пределы литорали, т. е. в конечные водоемы стока. Здесь (включая и шельфы) механогенез резко подавлен и фракционирование осадка происходит в пределах той размерности зерен, которая позволила ему в ходе развития континентального литогенеза мигрировать в моря и океаны.

Следовательно, морской литогенез, в сравнении с континентальным, прежде всего отличается тем, что в конечных водоемах сноса происходит пассивное отложение минерального вещества в соответствии с законом Стокса и независимо от того, представлено ли оно породообразующими минералами с определенной константой гипергенной устойчивости.

Из указанной закономерности следует, что качественные особенности этих отложений (включая и размерность зерен) в известной мере унаследованы от континентального литогенеза, типы которого определяются тектоногеоморфологическими условиями континентального породообразования и формирования россыпей. При этом необходимо учитывать, что речь идет о преобразующихся в субаэральных условиях минералах с низкой константой гипергенной устойчивости (в эту группу входят почти все породообразующие минералы), а также о рудных минералах с высокими значениями константы гипергенной устойчивости, которые имели в коренных источниках размерность, позволяющую мигрировать в морские водоемы, или подвергались гранулометрической трансформации в ходе развития континентального литогенеза. Размерность частиц минералов, принимающих участие в образовании морских отложений (без литорали), как известно из работ Н. М. Страхова и многих других авторов, почти всегда меньше 0,1 мм.

В морских водоемах фракционный состав осадков от места к месту меняется. В непрерывном ряду изменений крупности поступившего в море материала выделяются два типа: алевритовый (песчаный) и пелитовый (глинистый). Эти отложения независимо от того, имеют ли они полимиктовую или олигомиктовую характеристику, отличаются сложным распределением на морском дне и вместе с тем в целом подчиняются ясно выраженной зональности в направлении от литорали к пелагической части водоема. Однако эта зональность усложняется или вообще нарушается в зависимости от того, какой снос преобладает в формировании осадков данного водоема: ближний или дальний, локальный или усредненный множеством водотоков с континента.

Одна из важнейших особенностей морского литогенеза состоит в том, что минеральное вещество, поступающее в водоем и уже прошедшее стадию субаэральной дифференциации, при выпадении на дно последовательно образует слои. Их состав может меняться в латеральном направлении в соответствии с формирующейся в данном водоеме зональностью или в вертикальном разрезе, но вслед за изменениями, которые происходят в континентальном литогенезе, т. е. на суше. Эти изменения в очень незначительной степени связаны с колебаниями режима самого моря. Следовательно, механизм образования слоев в морском водоеме, сохраняя стохастический характер, отличается от процессов, например, формирования толщи речным потоком или происходящих в литорали. Эти отличия обусловлены тем, что, во-первых, подача материала осуществляется при неодинаковых условиях, во-вторых, его осаждение в морской среде происходит при совершенно другом, чем в водотоках на континенте, гидродинамическом режиме. Законы седиментации морских отложений описываются другим классом математических задач.

Главнейшие особенности морского осадкообразования исключают развитие на тех или иных участках дна локальной концентрации рудных минералов с высокой константой гипергенной устойчивости. Этому препятствуют несколько причин. Во-первых, большая часть рудного вещества, особенно минералы с высокой плотностью, в ходе переработки горных пород на континентах и в процессе дифференциации кластогенного материала задерживается на суше как в россыпях, так и в рассеянном виде в различных континентальных отложениях. Во-вторых, какая-то часть рудного вещества, поступившая в морской водоем, характеризуется такими классами гранулометрического состава, равнопадаемость зерен которых соответствует равнопадаемости породообразующих минералов алевритовой или пелитовой части осадка. Эти же мелкие классы возникают еще на континентах как за счет коренных источников с рудными минералами подобной крупности, так и за счет происходившей в длительных и сложных миграционных процессах на суше или в литорали гранулометрической трансформации (в частности, коррозии) россыпеобразующих минералов. Наконец, физика осадконакопления в морском водоеме вообще исключает дифференциацию и концентрацию рудных россыпеобразующих минералов в силу пассивности процесса отложения минерального вещества и образования слоев. Именно здесь процесс описывается законом Стокса, совершенно неприменимым к речным водотокам с их турбулентной структурой и в волноприбойной зоне литорали.

И все же нельзя уйти от того факта, что на шельфах встречаются россыпи различных полезных ископаемых. Возникают вопросы: как они появились? Какова их природа? Являются ли они объектами, которые могут служить базой дальнейшего развития горной промышленности? Ниже я попытаюсь дать ответы на эти вопросы с учетом имеющихся материалов изучения шельфов. Но при этом еще раз хочу подчеркнуть, что литораль, россыпеобразование на которой вполне закономерный по гидродинамическим условиям процесс, я исключаю из зоны типичного морского литогенеза; в этом смысле ее нельзя отождествлять с мористым шельфом, как это ошибочно делает Н. М. Сграхов [1962].

15.2. Типы шельфов

Прежде чем разобраться с процессами россыпеобразования на шельфах, необходимо рассмотреть особенности их строения и развития. Совершенно очевидно, что от тектонической природы шельфовых зон зависят многие геологические и геоморфологические явления, в том числе и условия формирования россыпей. Следует, однако, заметить, что проблема генезиса шельфов находится в начальной стадии разрешения, ряд ее аспектов трактуется неоднозначно, а подчас и крайне противоречиво.

Принято считать, что шельфы представляют собой некоторую часть суши, затопленную мелководным морем. Подобное понимание их природы позволяет автоматически переносить на мелководные участки акваторий морей и океанов все особенности эволюции прибрежно-морской зоны суши. Это, в

свою очередь, приводит к оценкам перспектив открытия россыпей на шельфах, сравнимым с оценками, уместными относительно прибрежно-морской зоны. Такой подход практически отождествляет литораль с шельфами, как бы далеко в море они ни простирались и каковы бы ни были геологические условия их развития. Если даже согласиться с подобной трактовкой, то все же необходимо разделить шельфы на две зоны: литоральную и мористую, ибо они резко отличаются по характеру гидродинамических процессов и сопряженности с сушей, по типам осадков и условиям их накопления. По ряду соображений, изложенных выше (разд. 1, 11), литораль и происходящие на ней россыпеобразующие процессы рассмотрены мною в связи с континентальным литогенезом. Исходя из этого, я буду далее связывать субаквальное россыпеобразование только с мористым шельфом, ограничивающимся континентальным уступом, часто (но далеко не всегда и не везде) совпадающим с 200-метровой изобатой.

Вопросы структурного положения шельфов и их тектоническая природа рассматривались Н. П. Будниковым, Ю. Я. Вашиловым, В. В. Ивановым, М. С. Марковым, Ю. М. Пушаровским, С. М. Тильманом, Н. А. Шило и др. Перспективы россыпной металлоносности служили предметом изучения в работах П. В. Бабкина, В. А. Биланенко, А. Г. Виносянца, И. С. Грамберга, Б. Х. Егизарова, Р. О. Радкевича, О. Х. Цопанова, Н. А. Шило, К. В. Яблокова и др. Итоги исследований этих авторов, как и других ученых, обсуждались на представительных координационных совещаниях по изучению шельфовых зон дальневосточных и восточноарктических морей как источников минерального сырья (в Хабаровске в 1972 г. и в Южно-Сахалинске в 1977 г.). С моей точки зрения, шельфы восточноарктических и дальневосточных морей, отличающиеся сложным и неоднородным строением, являются теми объектами, на анализе которых могут быть раскрыты главнейшие закономерности развития шельфовых зон вообще.

Весь накопившийся к настоящему времени материал позволяет полагать, что шельфовые зоны различаются по тектоническому положению, обладают различной природой и развиваются по разному плану.

Действительно, если даже рассматривать шельфы в общем виде, то легко обнаружить, что погружение какого-то участка суши под уровень моря может последовать в результате двух причин. Во-первых, суша периодически покрывается морем при изменении его уровня, во-вторых, формирование шельфов чаще всего обязано тектоническим движениям. В первом случае погружение суши под уровень моря происходит при эвстатическом (гляциоэвстатическом) колебании уровня океана, причем как только восстанавливается прежний уровень, суша освобождается от воды. Формирование такого шельфа скорее всего связано с климатическими флюктуациями и непосредственно обусловлено экзогенными факторами. Во втором случае, когда континентальные окраины оказываются погруженными под уровень океана в связи с существенными структурными перестройками земной коры, первостепенную роль играют мантийные процессы, а также раскрытие и растяжение земной коры вплоть до образования глубоководных котловин.

При эвстатическом колебании морей обычно формируются мелководные подводные равнины или местами расчлененные водотоками днища этих морей. Такие участки сохраняют все качества, присущие приморским низменностям, и обладают идентичным с прилегающей сушей континентальным типом строения земной коры. Подобные элементы морского дна я бы назвал *псевдошельфами*. Они легко распознаются с помощью палеоклиматического и палеогеоморфологического анализов, дающих возможности для реконструкции особенностей, направленности и темпа экзоморфогенеза.

В противоположность псевдошельфам, в результате тектонических преобразований возникают структурные формы дна мелководных морей — в буквальном смысле слова *истинные шельфы*. Но и среди них следует различать две категории: пассивные и активные шельфы. Шельфы, например, восточноарктических морей принадлежат к пассивным, дальневосточных — в основном к активным, или мобильным.

Пассивные шельфы широки, слабо покороблены, полого наклонены в сторону глубоководных котловин. Они осложнены изометричными прогибами и впадинами, разделенными подводными и надводными поднятиями. Характеризуются относительно слабой тектонической динамичностью, лишь местами устанавливаются рифтовые зоны, находящиеся в начальной стадии раскрытия коры. Отдельные впадины и прогибы, например Новосибирская впадина, прогиб Лонга, заполнены неоген-четвертичными преимущественно терригенными и молассовидными отложениями, достигающими значительной мощности. По геолого-геофизическим данным, в пределах пассивных шельфов обнаруживаются участки, покрытые маломощным чехлом и играющие роль «срединных массивов», примером которых может служить Лаптевский массив.

Земная кора пассивных шельфов обладает континентальным типом строения, но, в отличие от псевдошельфов, здесь гранитный слой более утонченный, в целом мощность коры не превышает 25–30 км.

Ограничениями пассивных шельфов служат материковые уступы значительной протяженности, представляющие собой тектонические уступы, где происходит резкое выполаживание гранитного слоя, или пологонаклоненные склоны с постепенно исчезающим гранитным слоем¹⁰. Разные типы материковых уступов хорошо распознаются по характеру изобат: в первом случае они компактны, сближены, во втором — распадающиеся, расплывчатые, с извилистыми ограничениями. Геоморфологическое выражение разных типов материковых склонов находит отражение в геофизических аномалиях: зоны резкого выклинивания гранитного слоя совпадают с большими градиентными перепадами аномалий силы тяжести; при плавном исчезновении гранитного слоя картина противоположная.

¹⁰ Вопрос о базификации или переработке континентальной коры в океаническую требует специального анализа. Этот процесс, как и выделение континентальной и океанической коры, ставится под серьезное сомнение. Оговорка сделана в связи с новыми представлениями о времени образования Тихого океана и окраинных морей, по-видимому, не существовавших в до-меловое время. — *И.Ш.*

Активные шельфовые зоны располагаются в пределах современного околорамляющего подвижного пояса. Различные его зоны находятся, как известно, на разных уровнях развития: одни пребывают в орогенном состоянии, другие — в стадии зрелого морского осадконакопления и вулканизма, третьи — в океанической стадии. Соответственно пояс в целом включает различные типы строения земной коры — от субконтинентальной до субокеанической и даже океанической.

Активные шельфы дальневосточных морей продолжают до значительно больших глубин, чем пассивные. В их строении принимают участие терригенные, граувакковые, турбидитные, кремнистые, молассовые и вулканогенные формации, на отдельных участках (Берингоморский глубоководный шельф) мощность шельфовых комплексов достигает 6000 м и более. Отложения выполняют узкие линейные и протяженные прогибы, разделенные поднятиями.

Встречаются и другие типы структур активных шельфовых зон, характеризующиеся значительно более сложным сочетанием линейных прогибов, рифтовых зон, впадин, разделенных линейными и изометричными поднятиями. Такая картина свойственна, например, Охотоморскому шельфу, где Дерюгинский рифт и прогибы (Северо-Охотский, Шелиховский, Кашеварова, Пегас и др.) сочетаются с впадиной ТИНРО, поднятием Академии Наук и Охотским сводом.

Шельфовые комплексы прогибов и впадин нередко находят продолжение на суше, где они, как правило, представлены молассовыми отложениями или вулканитами континентального происхождения. Переход морских отложений в прибрежно-континентальные (литоральные) и континентальные происходит путем вклинивания одних горизонтов в другие в виде «языков» или «перьев». Такие соотношения известны между континентальными неоген-четвертичными отложениями Хатырского прогиба Корякского нагорья и морскими впадинами Наварина на Берингоморском шельфе; сходная обстановка выявляется и в прибрежной полосе: Шелиховский прогиб Охотского моря — Пенжинско-Анадырская зона и т. д.

Земная кора активных шельфовых зон принадлежит к субконтинентальному типу. В них мощность «гранитного» слоя меньше по сравнению с «базальтовым», исключая площади, представляющие собой фрагменты или «отторженцы» сиалического субстрата.

Материковые уступы, ограничивающие активные шельфы, обычно относительно короткие и разорванные. Одни представляют собой зоны резкого выклинивания гранитного слоя, за которыми сразу начинаются пелагические котловины, в других случаях ограничениями шельфовых зон служат борта глубоководных впадин.

Выше упоминалось, что возникновение истинных шельфов так или иначе связано с растяжением земной коры. Иногда ее раскрытие заходит настолько глубоко, что может привести к резкому утончению или уничтожению гранитного слоя. В таких случаях от шельфовых зон остаются лишь отдельные узкие площадки, уступы, небольшие по размерам участки, окруженные

глубоководными впадинами. Так случилось в Японском море, где в результате тектонической деструкции от шельфа сохранилась лишь узкая полоса шириной 50–80 км, окаймляющая Южное Приморье и Корейский полуостров.

В чем же причина образования пассивных и активных шельфовых зон?

Анализ тектоники Востока Азии, дальневосточных и арктических морей убеждает, что в зависимости от характера структур основания формируются различные по своей тектонической динамичности шельфы.

Пассивные шельфы арктической части Азии и Берингова моря покрывают дорифейскую зрелую континентальную кору. К началу рифея на обширной площади Арктического бассейна возник крупнейший континентальный массив, который в течение всей фанерозойской истории не испытывал существенных преобразований. В палеозое и мезозое здесь господствовало шельфовое осадконакопление и формировались типичные миогеосинклинальные, а местами и квазиplateформенные комплексы. В середине мелового периода они подверглись складчатости, сопровождавшейся образованием моласс и относительно слабой магматической деятельностью. В позднем мелу и кайнозое в связи с раскрытием коры в Полярном бассейне возникли глубоководные впадины, соединявшиеся через материковые уступы с шельфами. Следовательно, современный Арктический шельф является вторичным тектоническим образованием, наложенным на дорифейский сиалический субстрат. Совершенно очевидно, что в подобных тектонических условиях современное шельфовое осадконакопление и структуры шельфа не могут обладать высокой контрастностью и динамичностью, поэтому они приобрели свойства стабильных структур.

Активные шельфовые зоны, прилежащие к Корякскому нагорью, Сахалину и Камчатке, возникли и развились в иных условиях. Здесь формирование континентальной коры не было завершено. В отличие от мезозойских складчатых областей, тем более от областей дорифейской складчатости, в названных районах отсутствуют калиевый гранитный магматизм, неизвестны обширные проявления наземного вулканизма, подобного вулканизму в вулканических поясах, не наступила эпоха формирования верхних моласс. Шельфовое осадконакопление в дальневосточных краевых морях по сути дела есть продолжение геосинклинального процесса.

15.3. Шельфовые россыпи

В развитии мористого шельфа разных структурно-тектонических зон имеются существенные различия. Эти шельфовые зоны, следовательно, не являются безликими, как полагает, например, И. К. Туезов, ошибочно считавший их инертными поверхностями, подвергшимися случайному затоплению. Напротив, индивидуальные черты псевдошельфов, активных и пассивных истинных шельфов, их связь с процессами преобразования земной коры в зоне перехода от континента к океану находят непосредственное отражение и в закономерностях размещения россыпей, их геологических и минералогических

ческих особенностях. С учетом сказанного уместно рассмотреть россыпи субаквальной зоны (мористого шельфа).

Россыпи псевдошельфов

Псевдошельфы — это недолго живущие структуры. Они возникают только в том случае, если при изменении уровня море наступает на равнину. При этом небольшие участки речных долин или межгорных впадин прибрежной зоны могут затапливаться. Подобные явления встречаются, например, в прибрежной части Анадырского залива, где некоторые долины впадающих в залив небольших речек выполнены среднечетвертичными морскими глинами, вдающимися в сушу в виде языков далеко от береговой линии. Иные формы рельефа — горные массивы, отдельные хребты, приподнятые плато и другие положительные морфоструктурные элементы — не могут быть затоплены вследствие обычно незначительного изменения при эвстатических колебаниях уровня вод в океанических бассейнах.

Очевидно, что в таких зонах в эпохи формирования псевдошельфов литоральное россыпеобразование замедлено или вообще подавлено. Поступающий с суши обломочный материал подвергается слабой переработке, отсутствует его сортировка. Долины водных потоков обычно характеризуются затрудненным стоком, сопровождающимся образованием гравийно-галечных кос, рано или поздно погружающихся под уровень моря. Затапливаемый в периоды подъема уровня моря металлоносный материал отличается слабой концентрацией полезных ископаемых.

Формирование псевдошельфов, обычно не сопровождающееся перестройкой земной коры, происходит при сохранении уже выработанных эрозионных форм рельефа. На равнинах это речные долины со всеми их элементами, небольшие озерные впадины и т. д. Они легко просматриваются на мелководье, так как не деформируются и не закрываются морскими отложениями, хотя иногда перекрываются литоральными грубообломочными осадками или ледниковыми и флювиогляциальными образованиями. Поэтому понятно, что если произошло погружение уже сформировавшихся на суше аллювиальных (долинных или террасовых) россыпей или месторождений иных генетических типов, то они в течение всего периода наступания моря не подвергаются деструкции, сохраняются под водой в пределах мористого шельфа и могут быть разведаны и отработаны.

Россыпи истинных пассивных шельфов

Обстановка развития истинных пассивных шельфов во многом сходна с условиями образования псевдошельфов. Однако между ними существует и принципиальная разница, обусловленная тем, что возникновение пассивных шельфов связано с процессами структурной перестройки земной коры, которые, как бы слабо ни проявлялись, все же просматриваются и внешне — в слабом короблении равнинных поверхностей, погружающихся под уровень моря.

Динамичность развития литоральных процессов на разных участках береговой линии различна. В одних случаях активно проявляются процессы переработки и сортировки обломочного материала, что приводит к образованию достаточно богатых литоральных россыпей, которые, даже будучи скрыты морем, могут представлять значительный интерес как «морские россыпи». Классическими примерами подобных образований могут служить Сундский шельф, морские оловоносные россыпи которого с успехом эксплуатируют Таиланд, Малайзия и Индонезия, и Атлантический шельф Африки. В других случаях литоральное россыпеобразование, напротив, подавляется, поэтому скрывающиеся под уровень моря прибрежные кластогенные отложения лишены металлоносности, даже если они питались за счет материала рудных полей или провинций. В этом случае процессы рассеивания рудного вещества преобладают над его концентрацией.

Гидрографическая сеть, погружающаяся под уровень моря, при формировании пассивных шельфов, хотя и в слабой степени, на отдельных участках подвергается деформации. Это может приводить в одних случаях к ее перекрытию морскими отложениями, как правило незначительной мощности, в других — она разрушается донными течениями, хотя внешне эти изменения и мало выражены.

Несмотря на преобразования дна, характерные для пассивных шельфов, сходство между россыпной металлоносностью псевдощельфов и пассивных шельфов служит основной причиной затруднений в определении шельфов и ведет к недоучету некоторых деталей, позволяющих различать генетическую сущность тех и других. Это, в свою очередь, может привести к ошибочным оценкам отдельных участков пассивных шельфов.

Россыпи истинных активных шельфов

Образование активных шельфов — процесс, сопровождающийся не только существенной перестройкой внутренней структуры земной коры, погружающихся под уровень моря участков суши, но и динамической деформацией внешних форм рельефа. При этом, как было отмечено, возникают линейные прогибы, в которых накапливаются существенно морские отложения значительной мощности. Такие шельфы обычно формируются в зонах островодужных структур или приматериковых окраинных морей, примером чего может служить северная часть Охотского моря. В осадках прогибов существенную роль играет вулканогенный материал, перемежающийся с мощными слоями глинистых отложений, нередко сильно обогащенных органическими веществами.

Активный процесс образования таких шельфов не только подавляет литоральное россыпеобразование (хотя в отдельных благоприятных случаях оно может и иметь место), но и сопровождается разрушением уже созданных в субаральных условиях россыпей различных полезных ископаемых. Все это необходимо учитывать при оценках подобных шельфов на твердые полезные ископаемые.

15.4. Особенности минералогии россыпей субмаринной зоны

Минералогия россыпей псевдощельфов и пассивных шельфов в основном отражает качественные особенности и количественное содержание вещественного состава месторождений субмаринной зоны. К этим шельфам, вероятно, полностью применим принцип общности их геоморфологического развития и развития прилегающих частей суши. Однако динамика изменения рельефа затопленных мелководным морем поверхностей выражена не так ярко, поэтому прослеживание минеральных ассоциаций с суши на шельфы, особенно если на шельфе сохраняются экзогенные формы, является наиболее надежным способом изучения и интерпретации вещественного состава россыпей субмаринной зоны.

Разумеется, в данном случае, как и на суше, важна роль россыпеобразующих формаций. Только при учете их особенностей правомерно сопоставление минеральных ассоциаций суши и шельфа. Если недоучитывать этот фактор, то можно прийти к ошибочным заключениям, как это случилось, например, с Б. Х. Егизаровым, оценившим в качестве перспективных те участки шельфов, которые сформировались на отдельных звеньях вулканогенного пояса, для которого золоторудные россыпеобразующие формации совершенно не характерны. Близкими характеристиками обладают и оловорудные месторождения и рудопроявления вулканогенного пояса.

Необходимо также иметь в виду, что, несмотря на сопоставимость минерального состава сходных в структурном отношении ближней к морю суши и мористого шельфа, все же недолгая субаквальная история вещества влечет за собой перестройку соотношения в нем унаследованных от экзогенной (субаэральной) истории компонентов. Многие минералы как породообразующей, так и рудной части, попадая в щелочную среду моря, подвергаются разрушению, и вместо них образуются новые минералы, хотя в этот процесс кроме янтаря и некоторых других вовлекаются опять-таки только минералы с низкой константой гипергенной устойчивости.

Так, пожалуй, при образовании всех типов шельфов вещественный состав элювиально-делювиальных и аллювиальных россыпей, уходящих под уровень моря, подвергается в литоральной зоне существенной, хотя и неодинаковой переработке. Здесь возможна дополнительная трансформация кластогенного материала, удаление мелкой фракции в мористую зону шельфа. В ходе развития этих процессов происходит дополнительная дифференциация минерального вещества и накопление в косах, барах, на пляжах тяжелой фракции, образующей наиболее характерные для подобных ситуаций россыпи: магнетит-ильменитовые, циркониевые, касситеритовые, шешлитовые, монацитовые и др. Деформируемый таким образом минеральный состав субаэральных россыпей затем постепенно уходит дальше в мористый шельф. Характер подобных изменений хорошо иллюстрируют алмазоносные отложения Атлантического побережья Африки (устье р. Оранжевой).

Здесь, по данным В. С. Трофимова [1967], некоторые параметры россыпей изменяются в зависимости от их положения относительно различных

элементов шельфа. Так, в прибрежно-морской полосе содержание алмазов колеблется от 0,26 до 0,32 карата в 1 м³ песков, близкие характеристики имеют и отложения приливно-отливной зоны — 0,3 карата. Если учесть, что прибрежно-морские алмазоносные отложения принадлежат к тем же литоральным россыпям, что и искусственно от них отделенные В. С. Трофимовым отложения приливов и отливов, то аналогичное содержание алмазов в тех и других отложениях — вполне объяснимое явление. Показательно, что и крупность алмазов в направлении от прибрежно-морских россыпей (если пользоваться терминологией В. С. Трофимова) к тем, которые формируются несколько дальше от берега, но в той же литорали, также закономерно изменяется в сторону уменьшения: от 0,88 до 0,55 карата.

Другая картина наблюдается в отложениях мористого шельфа. Здесь содержание алмазов повышается до 1,26 карата в 1 м³ песков, т. е. более чем в 4 раза по сравнению с литоралью, но зато соответственно снижается их средний размер — до 0,42 карата. Дифференциация на атлантическом шельфе Африки алмазов по крупности, приводящая к их различным концентрациям в отложениях литорали и мористого шельфа, обусловлена параметрами константы гипергенной устойчивости этого минерала: низкой плотностью и высокой твердостью. Так как алмаз в шкалах плотности и твердости занимает крайнее и противоположное по отношению к золоту или платине положение, то можно утверждать, что явления, детерминированные при образовании золотоносных и алмазоносных россыпей, будут характеризовать общие тенденции развития россыпей всех других минералов с соответствующей им корреляцией вещественного состава продуктивных отложений.

На унаследованный от континентального этапа развития вещественный состав россыпей субаквальной зоны накладываются новообразованные в морских условиях минеральные комплексы, в меньшей степени на псевдошельфах, в большей — на пассивных шельфах. «Внедряются» в россыпи и ассоциации минералов, слагающих существенно морские отложения, отражающие по своему составу те или иные области континентального сноса. В случае образования олигомиктовых осадков они менее разнообразны; если возникают полимиктовые отложения, их состав часто усложняется за счет гидрослюд, хлоритов, монтмориллонитов, бейделлитов и т. д. Эти минералы поступают на шельф в тонкой фракции и, выпадая на дно в виде ила, иногда взмучиваемого донными течениями, дополняют вещественный состав некоторой части россыпей, особенно если они относятся к типу неглубоко залегающих.

В ходе формирования активных шельфов динамика преобразования субаэральной поверхности погружающейся под уровень моря суши отличается большой интенсивностью. Это происходит, как правило, в зонах повышенной тектонической активности с возможным развитием подводного вулканизма и пр. Очевидно, что россыпи, уходящие под воду, на таких шельфах разрушаются, существенно изменяются условия их залегания. Минералогический состав таких россыпей, разумеется, подвергается сильной деформации, видоизменяется и усложняется за счет олигомиктового или полимиктового

компонента морских осадков, в которых существенную роль будут играть вулканические компоненты, а в предгорных прогибах — за счет органического вещества. В связи с этим к активным истинным шельфам совершенно неприменим подход с точки зрения принципа адекватности, или унаследованности, их минерального состава состава субаэрального этапа их развития даже в тех случаях, когда образование шельфов происходило за счет интересных в металлогеническом отношении провинций суши, характеризующихся широким развитием россыпеобразующих рудных формаций.

15.5. Закономерности размещения россыпей субмаринной зоны

Из сказанного выше следует, что обнаруживаемые в субмаринной зоне россыпи различных полезных ископаемых, как правило, являются унаследованными от субаэрального этапа развития мористого шельфа. Присутствующие на шельфах многих морей россыпи обычно являются континентальными образованиями и характеризуются всеми геологическими особенностями соответствующих генетических типов месторождений. Их положение в субмаринной зоне причинно связано с погружением суши под уровень моря. Морское осадконакопление не сопровождается образованием россыпных месторождений.

В пределах мористого шельфа выделяются россыпи псевдошельфов и истинных шельфов — активных и пассивных. Эти образования отличаются свойственными им геологическими особенностями, позволяющими восстанавливать их геологическую историю. Лишь россыпи активных шельфов подвергаются существенной деформации или перекрываются морскими отложениями. Россыпи на пассивных шельфах и псевдошельфах обычно сохраняют связь с погружившимися под уровень моря субаэральными формами рельефа, т. е. с подводными долинами, валами, бывшими речными и морскими террасами и т. д. Легко устанавливается и их связь с рудными полями и металлогеническими провинциями прибрежных районов соответствующих материков, что, в сущности, и определяет главные закономерности их пространственного положения на мористом шельфе.



V ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И КЛАССИФИКАЦИЯ РОССЫПЕЙ

16. ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РОССЫПЕЙ

16.1. Гранулярные компоненты вещественного состава

Вещественный состав россыпей формируется в ходе образования месторождений, следовательно, является производной типа литогенеза. Он контролируется процессами механогенеза, гипергенного преобразования горных пород и коренных источников, характером разделения и смешения дифференцированного минерального вещества. Количественное соотношение в россыпях различных пород, отличающихся по гранулометрической характеристике, петрологическим и минералогическим особенностям, меняется в зависимости от многих причин и явлений, которыми регулируется формирование месторождений.

Поскольку в составе россыпей представлен разнообразный материал, наиболее удобно для его характеристики использовать четыре природных размерных компонента (табл. 16.1): псефитовый (размер обломков более 1 см), псаммитовый (5–1 мм), пелитовый (мельче 0,01 мм) и коллоидный (размер мицелл менее 10^{-5} мм). Каждому из них присущи не только свои фракционные характеристики, но и петрографические и минералогические различия. Рудное вещество или россыпеобразующие минералы распределяются между этими компонентами (рис. 16.1) в определенной закономерности, но неодинаково: то или иное россыпное месторождение может включать все указанные компоненты, один из них, два или три, наконец, различные комбинации, слагающие продуктивные отложения. Вследствие этого россыпи характеризуются валунно-галечниковым или глыбово-щепнистым материалом неизмененных горных пород, дезинтегрированными эндогенными пороодообразующими минералами, сохранившимися в ходе гипергенной переработки материнских пород свой первоначальный состав, новообразованными пороодообразующими минералами, возникшими в ходе развития континентального литогенеза, и россыпеобразующими (рудными) минералами.

Характеристика вещественного состава россыпей

Пояс	Зона	Размерные компоненты россыпи	Количественное распределение компонентов, %			Наиболее типичные породы и минералы	Распределение сульфидов	Распределение сульфатов
			псефитовый	псаммитовый	пелитовый и коллоидный			
Гляциальный	Аккумуляции льда	—	До 100	—	1–2	Разнообразные горные породы	С обломками жильного материала	Не установлено
	Транспорта льда	—	До 100	—	1–2			
	Абляции льда	Псефитовый	До 100	—	1–2			
Перигляциальный	Горная	Псефитовый, псаммитовый, пелитовый	80–100	5–8	10–20	Все россыпеобразующие минералы; эндогенные породообразующие минералы (кварц, полевые шпаты, роговые обманки, пироксены, слюда и др.); экзогенные минералы (гидрослюда, монтмориллонит, хлориты)	Пирит, марказит, арсенипирит, киноварь, сфалерит, галенит в горной и предгорной зонах	Сульфаты железа, меди, мышьяка в горной и предгорной зонах
	Склоновая (предгорная)	Псаммитовый, пелитовый, псефитовый	60–80	5–10	30–60			
	Полярных и субполярных равнин	Псаммитовый, пелитовый	0–3	10–30	До 90			
Гумидный	Умеренная влажная	Псаммитовый, псефитовый, пелитовый	10–20	10–100	20–30	В различных парагенетических ассоциациях все россыпеобразующие минералы; в различных ассоциациях породообразующие новообразованные минералы (каолинит, гиббсит); во всех зонах — эндогенный кварц в виде кварцевых песков; в зоне умеренного влажного климата — эндогенные минералы (кварц, полевые шпаты и др.)	Пирит только в ядрах лимонитовых глыб и валунов, иногда сфалерит	Нет
	Субтропическая влажная	Псаммитовый, пелитовый, псефитовый	5–10	10–60	60–80			

Поле	Зона	Размерные компоненты россыпи	Количественное распределение компонентов, %			Наиболее типичные породы и минералы	Распределение сульфидов	Распределение сульфатов
			псефитовый	псаммитовый	пелитовый и коллоидный			
	Тропическая влажная	Пелитовый, псаммитовый, коллоидный	—	5–20	80–100			
Аридный	Каменистой пустыни	Псефитовый, псаммитовый	100	5–10	—	Эндемические минералы (кварц, полевые шпаты, различные алюмосиликаты, карбонаты, сульфиты); в лессах — различные ассоциации эндогенных тонкодисперсных и экзогенных минералов; все рудные россыпеобразующие минералы в различных парагенетических ассоциациях	Нет данных	Гипс, мелангерит и другие сульфаты
	Песчаной пустыни	Псаммитовый	—	100	2–3			
	Лессовой пустыни	Псаммитовый, пелитовый	—	2–3	80–90			

Различные сочетания рудных ассоциаций и породообразующих минералов находятся в коррелятивной связи с обломочными породами псефитовой фракции месторождений, они определяются неодинаковыми особенностями образования элювиальных, делювиальных, солифлюкционных, аллювиальных, литоральных, озерных и техногенных россыпей. Связь процесса формирования россыпей с континентальным литогенезом обуславливает наложение различных парагенезисов, возникновение которых объясняется несовершенной дифференциацией минерального вещества или масштабами проявления противоположно действующих явлений: разделения и смешения сегрегированных от жильного материала рудных и породообразующих минералов.

16.2. Псефитовый компонент

Псефитовый компонент образует нередко как бы скелет россыпи, в котором размещаются более мелкие фракции осадочных пород. Крупнообломочный материал может присутствовать в россыпях всех генетических типов, иногда преобладая над другими компонентами, достигая 95–98% состава россыпей. Вместе с тем в месторождениях, возникших в климатической обстановке



Рис. 16.1. Принципиальная схема распределения россыпеобразующих минералов между различными компонентами продуктивных отложений в россыпях перигляциального и гумидного поясов: 1 – в элювиально-делювиальных россыпях перигляциального пояса (минералы в обломках пород); 2 – в аллювиальных россыпях перигляциального пояса между псефитовой фракцией (в обломках пород), псаммитовой (освобождены от рудного вещества) и пелитовой (высвобождены тонкодисперсные фракции); 3 – в элювиальных россыпях зоны тропического влажного климата гумидного пояса (полностью в свободном состоянии)

новке, где химическая денудация подавляет все остальные процессы выветривания, он полностью исчезает и уступает место более мелким классам. Это наблюдается в зонах тропического и субтропического влажных климатов гумидного пояса. И в перигляциальном поясе термоденудация, воздействующая при определенной энергии рельефа на горные породы на водоразделах, на склонах и в речных долинах, также способствует дроблению грубообломочного материала и сокращению его доли в россыпях, в том числе и в аллювиальных.

В горных странах перигляциального пояса и в зоне умеренного влажного климата гумидного пояса гранулометрическая характеристика псефитов меняется от элювиально-делювиальных россыпей к аллювиальным и литоральным. При этом не остаются неизменными окатанность обломков, их петрографический состав, частота встречаемости глыб и валунов среди более мелких классов отложений. В элювиальных россыпях грубообломочная фракция представлена крупноглыбовыми и щебнистыми образованиями, соответствующими по составу коренным породам, на которых формируется элювий, содержащий полезное ископаемое. В делювиальных шлейфах или в солифлюкционных потоках – это щебнистый материал, но могут присутствовать и глыбы значительных размеров, оторгнутые от коренных пород и перемещенные по склону. В аллювиальных россыпях преобладают галечники и гравий с мелкими валунами, но нередко встречаются и крупные валуны, разными путями попавшие в отложения. Состав отложений соответствует усредненному составу пород области сноса или рудной провинции в целом, дренируемой речной сетью. В месторождениях литоральной зоны размерность крупной фракции изменяется от крупноглыбовых и галечных образований с валунами до полимиктовых или мономинеральных крупнозернистых песков. Их состав усложняется за счет влекомых транзитными реками обломков и часто отражает состав пород эродированного морем берега.

Таким образом, количество кластического материала псефитового компонента россыпей, его размерность и качественная характеристика изменяются в зависимости от типа литогенеза и энергии рельефа, следовательно,

отражают тектоно-геоморфологическую обстановку образования россыпей и физико-географические условия, в которых протекают литогенетические процессы.

Часть кластогенного материала крупных фракций содержит не вскрывшиеся при образовании россыпей рудные минералы. Их доля меняется в зависимости от типа россыпей, характера выветривания, петрографического и минерального состава горных пород, заключающих россыпеобразующие минералы, и других причин (см. рис. 16.1).

16.3. Породообразующие эндогенные минералы псаммитового компонента

В псаммитовой фракции россыпей входят унаследованные от коренных пород породообразующие минералы (серый и черный шлик), не подвергшиеся изменению гипергенными процессами. К ним относится кварц, по константе гипергенной устойчивости и промышленному значению входящий в семейство россыпеобразующих минералов, но являющийся одновременно и породообразующим, затем амфиболы, пироксены, слюды, полевые шпаты, турмалин, хлориты и др. Содержание этих минералов в псаммитовой фракции россыпей различных литогенетических зон колеблется в широких пределах. Так, в гравийно-галечниковых продуктивных песках горных стран перигляциального пояса они составляют ничтожные примеси, а в аллювиально-делювиальных и аллювиальных отложениях умеренной зоны гумидного пояса, так же, как и аридных областей, достигают количественного преобладания.

В некоторых месторождениях мономинеральная псаммитовая фракция представлена кварцем. Вообще его содержание в продуктивных отложениях может колебаться от 1% (в россыпях влажного тропического и субтропического климата гумидного пояса, где широко проявлена десилицификация горных пород) до 80–90% (в некоторых россыпях умеренного климата, например, на Урале, Украине и др.). Количество этого минерала резко ограничено в россыпях, формирующихся за счет коренных источников, локализованных в толщах или массивах бескварцевых или существенно основных пород (известняки, гипербазиты и др.).

Кварц, амфиболы, пироксены, барит, полевые шпаты и другие эндогенные минералы наследуются от коренных пород области сноса аллювиальными и литоральными россыпями. Они, однако, не дают устойчивых ассоциаций, а лишь более или менее близко соответствуют парагенезисам материнских пород, отвечая их составу в элювиальных, делювиальных и солифлюкционных россыпях, а также в аллювиальных россыпях аридного пояса. Как это ни странно, сходный характер отбора и концентрации этих минералов проявляется в аллювиальных россыпях, формирующихся в перигляциальных условиях и в аридном жарком поясе. Об этом говорит сравнение данных (табл. 16.2) по изучавшимся Б. М. Михайловым [1970] россыпям Африки (бассейн р. Джуба) и россыпям Северо-Востока Азии [Шило, 1963]. Сам факт присутствия повышенных количеств перечисленных в таблице минералов в россыпях Северо-Востока – существенно «кислой» провинции – указывает на

Относительное количество шлиховых минералов (в %) в аллювии различных климатических поясов

Минерал	Аридный пояс	Перигляциальный пояс
Ильменит	15-40	Зн. - 60-70
Лимонит	Зн. - 5	Зн. - 50-60
Магнетит	3-14	Зн. - 70-80
Рутил	1-4	Зн. - 5-8
Амфиболы	30-55	Отсутствуют
Пироксены	5-15	Зн. - 1-5
Гранаты	Зн. - 5	Зн. - 10
Дистен	1-3	Зн.
Сфен	Зн. - 4	Зн. - 1-2
Турмалин	Зн. - 2	Зн. - 3-5

Примечание. Зн. - знаки, единичные мелкие зерна минералов.

их устойчивость в перигляциальном поясе и благоприятные условия их отбора. Преобладание амфиболов в россыпях р. Джуба легко объяснить не столько гипергенными условиями выветривания, сколько тем, что река перерабатывает материал измененных гипербазитов, содержащих 30-60% амфиболов.

Содержание полевых шпатов - минералов, легко разрушающихся в зоне гипергенеза почти во всех литогенетических условиях, - редко достигает существенных значений. Полевошпатовый компонент может играть заметную роль в элювии металлоносных отложений в том случае, если россыпи формируются в пределах массивов полевошпатовых пород (гранитоиды и др.) в определенных климатических условиях. Иногда полевые шпаты и барит присутствуют в заметных количествах в россыпях семиаридных и аридных областей (например, золотоносные баритовые сыпучки Казахстана и др.). Уместно сослаться на вывод А. А. Лазаренко [1964], изучавшего аллювий равнинных рек (Днепр, Ока и Десна) - как бы нейтральной области, переходной от типично гумидного литогенеза к перигляциальному, что придает выводу особую ценность. Автор подчеркивает, что «степень выветрелости полевых шпатов в аллювии целиком определяется характером исходных материнских пород, относительная роль которых изменяется в пространстве и во времени. В аллювии Днепра, как в современных осадках, так и в отложениях четвертичных террас, наблюдается следующая последовательность степени выветрелости полевых шпатов: лабрадор < андезин < микроклин < альбит < олигоклаз < ортоклаз. Этот порядок четко выдерживается для всех размерных фракций» [с. 138].

Набор эндогенных минералов псаммитовой фракции может быть самым различным. Большая часть минералов этой группы, обладая совершенной спайностью (полевые шпаты, амфиболы, пироксены), легко измельчается и переходит в пелитовый компонент, в котором, имея уже другую удельную поверхность, подвергается в тех же условиях быстрому гипергенному разрушению.

Такие минералы, как турмалин, роговая обманка, отчасти слюды и авгит, концентрируются с рудными минералами, образуя вместе с ними черный шлик. Это объясняется их близкими (за исключением слюды) значениями константы гипергенной устойчивости, почти равными аналогичному показателю кварца. Фракционные характеристики этих минералов, степень окатанности и гипергенных изменений указывают на полноту вскрытия рудного вещества, поэтому они более точно, чем другие компоненты, позволяют судить об условиях отбора и концентрации россыпеобразующих минералов.

16.4. Россыпеобразующие минералы псаммитового компонента

Наибольшей концентрации россыпеобразующие минералы достигают в псаммитовой фракции россыпей. Это объясняется тем, что оптимальный размер кристаллических зерен магматических или гидротермальных пород лежит в псефитово-псаммитовой и псаммитовой областях. В гипергенных условиях эта размерность рудных зерен в процессе накопления корректируется к тому же константой гипергенной устойчивости, определяющей среднестатистический диаметр частиц в соответствии с миграционными свойствами минералов той или иной группы и с концентрацией минералов в узком диапазоне изменений этого параметра ($K_{гy}$). Последний фактор действует для аллювиальных и особенно для литоральных россыпей, тогда как в аллювиально-делювиальных, тем более если они формируются в гумидном поясе в условиях широко развитой десилицификации горных пород, гранулометрические характеристики рудных минералов и их парагенезисов полностью наследуются от коренных источников.

Рудные парагенезисы в россыпях отличаются большим разнообразием. Минералы могут давать самые различные сочетания, допускаемые их ассоциациями в коренных источниках, с одной стороны, и соответствующими стадиями россыпеобразующего процесса – с другой. Однако по ведущим полезным ископаемым типам россыпей ограничиваются сравнительно небольшим перечнем, так как их парагенезисы профилируются рудными ассоциациями метаморфогенных и магматических комплексов коренных источников или аксессуарными минералами. Так, в золотоносных районах вместе с золотом иногда накапливаются платина, касситерит, вольфрамит, а в полярных условиях к ним присоединяются киноварь и самородное серебро; в платиновых – с платиной концентрируются золото, осмистый иридий, самородное серебро; в оловоносных вместе с касситеритом накапливаются вольфрамит, иногда шеелит, ильменит, рутил, циркон, монацит и др.; в ильменит-циркониевых месторождениях концентрируются за счет аксессуарных минералов касситерит, колумбит, ксенотим и др.

Таким образом, ассоциации или парагенезисы рудных россыпеобразующих минералов почти всегда формируются за счет двух источников: коренных месторождений и рудопроявлений, содержащих ведущие или профилирующие россыпеобразующие минералы, и аксессуарных, присутствующих во вмещающих коренные источники породах.

Следовательно, парагенезисы минералов в россыпях отражают особенности рудных провинций, в пределах которых происходило образование месторождений. При этом они наследуют не только качественную характеристику коренных источников, но и количественные зависимости распределения и соотношения минералов. Парагенезисы рудных минералов, слабо деформируясь в ходе дифференциации кластического материала, являются наиболее устойчивым компонентом вещественного состава россыпей и составляют основу индивидуальных особенностей россыпных месторождений.

Состав псаммитового компонента золотоносных россыпей можно проиллюстрировать данными анализов черного шлиха по Яно-Колымскому поясу (табл. 16.3). Общий облик (из данных исключены нероссыпеобразующие си-

Минералогический состав шлихов россыпей Яно-Колымского пояса
(по данным Н. А. Шило, З. П. Хомяковой, З. В. Орловой, Е. Д. Васюниной и др.)

Класс минералов	Минерал	Встречаемость	Класс минералов	Минерал	Встречаемость
Элементы	Висмут	*	Оксиды	Титаномагнетит	*
	Медь самородная	*		Мартит	*
Сульфиды	Галенит	**	Гидроксиды	Гетит	**
	Сфалерит	**		Лимонит	***
	Халькопирит	**		Гидрогетит	*
	Молибденит	*	Карбонаты	Сидерит	*
	Пирротин	*		Кальцит	*
	Пирит	***		Азурит	*
	Арсенопирит	***	Сульфаты	Барит	**
	Антимонит	*		Гипс	**
	Киноварь	*		Ярозит	**
	Фториды	Флюорит	*	Вольфрамиты	Целестин
Корунд		*	Вольфрамит		**
Оксиды	Гематит	**	Фосфаты	Шеелит	**
	Ильменит	***		Апатит	**
	Шпинель	**		Монацит	**
	Магнетит	***	Арсениты	Ксенотим	*
	Рутил	***		Скородит	*
	Брукит	***		Питтицит	*
	Анатаз	**	Силикаты	Циркон	**
	Касситерит	***		Топаз	**
	Деревянистое олово	*		Гранат	***
	Лейкоксен	*		Сфен	**
				Эпидот	**

Примечание. (*) – встречается редко; (**) – встречается часто; (***) – присутствует в повышенном количестве.

ликаты) отражает принадлежность россыпей к перигляциальным районам. Для них характерны сульфиды, особенно галенит, халькопирит, пирротин, пирит, арсенопирит, встречается даже киноварь – минералы, которые в гумидной обстановке вообще не могут накапливаться в рыхлом покрове. Эта ассоциация дополняется скородитом и ярозитом. Большое количество пирита и арсенопирита соответствует их широкому развитию в коренных источниках рудной провинции, что четко подчеркивает унаследованность рудных парагенезисов россыпями. Характерный для россыпей пирротин поступал из обширных зон пирротиновой минерализации в осадочной толще, вмещающей коренные источники. В черных шлихах россыпей с рудными минералами постоянно присутствуют пироксены, амфиболы, слюды, турмалин. Такой породообразующий комплекс составлен минералами с относительной устойчивостью в гипергенных перигляциальных условиях (отчасти и в аридных зонах).

Насыщенный состав шлихов также свидетельствует о данном типе литогенеза: в районах тропического и субтропического влажных климатов и даже в умеренной влажной зоне состав шлихов существенно беднее.

16.5. Породообразующие минералы пелитового компонента

Развитие пелитовой фракции в отличие от псефитового компонента россыпей, образование которого связано с горными странами и в основном с холодным климатом (лишь отчасти с умеренным и аридным), происходит на менее расчлененной поверхности при интенсивном дроблении горных пород и активном проявлении их гипергенной переработки. В полной мере эти процессы проявляются в двух гумидных зонах: тропической и субтропической с влажным климатом. В зоне умеренного климата они ослабевают, но и в перигляциальных районах не наступает их полное затухание. При известных условиях пелитогенез возможен и в аридном поясе, в столь чуждой на первый взгляд для этого процесса физико-географической обстановке.

Однако при неблагоприятной геоморфологической ситуации, когда затрудняются обменные реакции и прекращается вынос вещества, даже в странах с тропическим влажным климатом затормаживается и десилицификация горных пород. Примером такой линии «искаженной» гипергенной переработки пород может служить широкое образование terra rossa на Африканском континенте. Вообще пелитовый компонент часто является не только основным материалом россыпей (например, в аллювиально-делювиальных месторождениях гумидного пояса, отчасти в аридных условиях), но и в той или иной мере «засоряет» россыпи практически всех литогенетических поясов, хотя от пояса к поясу существенно различается по составу, отражая масштабы и глубину гипергенной переработки горных пород.

Стадии гумидного выветривания – латеритизация, каолинизация, глинообразование – сопровождаются полным вскрытием рудного вещества и образованием за счет эндогенных породообразующих ассоциаций комплекса гипергенных минералов. Конечная стадия переработки – полный вынос кремния – приводит к накоплению россыпеобразующих минералов в существенно гиббсит-бемит-каолинитовой породе с железом и титаном или к образованию каолиновых кор выветривания с теми же россыпеобразующими минералами. Ясно, что набор минералов пелитового компонента россыпей представляется сравнительно бедным, ограниченным гиббсит-каолинит-гидрослюдасто-монтмориллонитовыми ассоциациями. Степень завершенности процесса контролируется, как хорошо показали Е. П. Акулышина и Г. М. Писарева [1970], отношениями $Al_2O_3:Na_2O$, $K_2O:Na_2O$ и отношением величин интенсивности отражения (001)/(002), которые изменяются в ходе гипергенеза. Эти отношения направленно возрастают по мере увеличения гипергенного преобразования силикатов за счет выноса натрия и замены оксонием межпакетного калия в слюдах.

Различия пелитового компонента месторождений различных генетических типов отражаются в ассоциациях глинистых минералов. Общая линия

их развития и частные от нее отклонения, обусловленные составом горных пород и геоморфологическими особенностями (что, правда, до сих пор вызывает оживленную дискуссию), рассматривались в многочисленных работах. Большинство авторов, в частности А. П. Афанасьев [1976], Ю. М. Мельник [1970], Б. П. Градусов [1976], Н. М. Чернышов с соавторами [Кора выветривания..., 1970], Н. Н. Верзилин [1970], Е. П. Акульшина и Г. М. Писарева [1970], В. М. Фридланд [1970], Б. М. Михайлов [1970], Н. И. Кригер [1970], сходятся на признании географической, а следовательно, и климатической зональности гипергенного минералообразования. Нередко высказывается идея и о том, что эта схема корректируется типом материнских пород, подвергшихся гипергенной переработке, и геоморфологической обстановкой.

Мне представляется, что пелитогенез контролируется физико-географической зональностью, обуславливающей газово-водный режим, петрографическим составом горных пород, от которого зависят кислотно-щелочные условия процесса, и геоморфологической обстановкой, определяющей развитие гипергенеза, т. е. осуществляются обменные явления, происходит вынос и привнос вещества.

По минеральному составу в пелитовом компоненте россыпей, сформировавшихся под влиянием перечисленных выше факторов, можно выделить следующие профили: гиббсит-бемит-каолинит-гидрослюдистый, каолинит-кремнеземисто-гидрослюдистый, монтмориллонит-гидрослюдистый, гидрослюдистый, гидрослюдисто-кремнистый. К сожалению, обширные материалы, публикуемые в литературе, лишены сравнительных данных о минеральном составе пелитовых ассоциаций, возникающих в строго лимитированных, но разнообразных условиях.

16.6. Космический (астрональный) компонент россыпей

Космический компонент россыпей не принимает участия в гипергенных процессах, но проявляется в ходе дифференциации и концентрации минерального вещества, главным образом в процессе аллювиального и литорального россыпеобразования. Вещественный состав этого компонента наиболее четко фиксируется в аллювии и в прибрежных морских отложениях и уже поэтому представляет исключительный интерес не только с позиций чистой науки, но, кто знает, может быть, скоро окажется важным и для практических целей. В силу малой изученности проблемы однозначного ответа на этот вопрос сейчас нет.

В космическом компоненте россыпей Г. К. Еременко с соавторами [1977] выделяют вещества, выпадающие на Землю в предшествовавший образованию месторождений период и попадающие в россыпи в процессе их формирования. Интересно, что, по данным этих авторов, а также М. И. Сохора с соавторами [1973], среди алмазов Казахстана и Западной Сибири присутствуют около 3% кристаллов космогенного происхождения, а на Русской платформе и того больше – 15–20%.

В этом компоненте обнаружено около двадцати минералов (элементы, карбиды, фосфаты, силициды, оксиды, стекловатые частицы). В метеоритах основную массу (свыше 90%) составляют железо, кремний, магний, кислород; среди минералов из космоса наиболее распространенными являются никелистое железо, оливин, ромбический пироксен и бедный кальцием пироксен. Достоверно установлено [Еременко и др., 1977] также, что широко распространенные во многих месторождениях Русской платформы, Урала, Западной Сибири, Казахстана, бассейнов рек Колыма и Индигирка, Индии, Бразилии, Флориды черные магнитные шарики – пришельцы из космоса. В них диагностируется магнетит, иоцит, железо, камасит, тэнит, когенит и маггемит. Минеральный состав космического вещества, его отличия от земных минералов, а также сходство и различия с лунными породами достаточно полно освещены в ряде специальных работ, и все же важно подчеркнуть, что исследователи, изучающие россыпи, особенно аллювиальные и литоральные, могут встретиться благодаря присутствию на Земле космического вещества с уникальными, еще неизвестными минеральными объектами.

Фракционная характеристика космического компонента россыпей ближе всего к псаммитовой и пелитовой фракциям; его парагенезисы минералов в силу достаточно высокой гипергенной устойчивости слабо деформируются в россыпеобразующем процессе, но дифференциация минерального вещества в водно-аллювиальной среде может существенно изменять астрональный компонент россыпей, и это необходимо иметь в виду при их изучении.

16.7. Информативный аспект россыпеобразующих минералов

До сих пор я рассматривал россыпеобразующие минералы как компонент элювиальных, делювиальных (солифлюкционных), аллювиальных, литоральных и отчасти субмаринных месторождений, и именно с этих позиций исследовались различные их свойства. Однако эти минералы, их парагенезисы, как, впрочем, и зона гипергенного преобразования горных пород в целом, могут изучаться в целях получения данных об эндогенной истории кристаллического вещества. В сущности, к анализу рудных месторождений мы чаще всего подходим через рассмотрение зоны выветривания. Не случайно С. С. Смирнов, будучи крупнейшим специалистом в области эндогенных рудных месторождений и магматической геологии, уделял огромное внимание гипергенной зоне, посвятив свою выдающуюся работу зоне вторичного сульфидного обогащения [Смирнов, 1955].

Эндогенной истории кристаллического вещества уделено в литературе много места. Досадно, однако, что геологи, изучающие россыпи, никогда не обращались всерьез к информативному аспекту россыпеобразующих минералов, точно так же, как всегда оставляли вне пристального внимания космогенный компонент россыпей.

Затрону несколько аспектов, в которых информативная роль россыпеобразующих минералов представляется несомненной.

Газово-жидкие включения, широко распространенные во многих минералах россыпей, позволяют при тщательном изучении получать уникальный

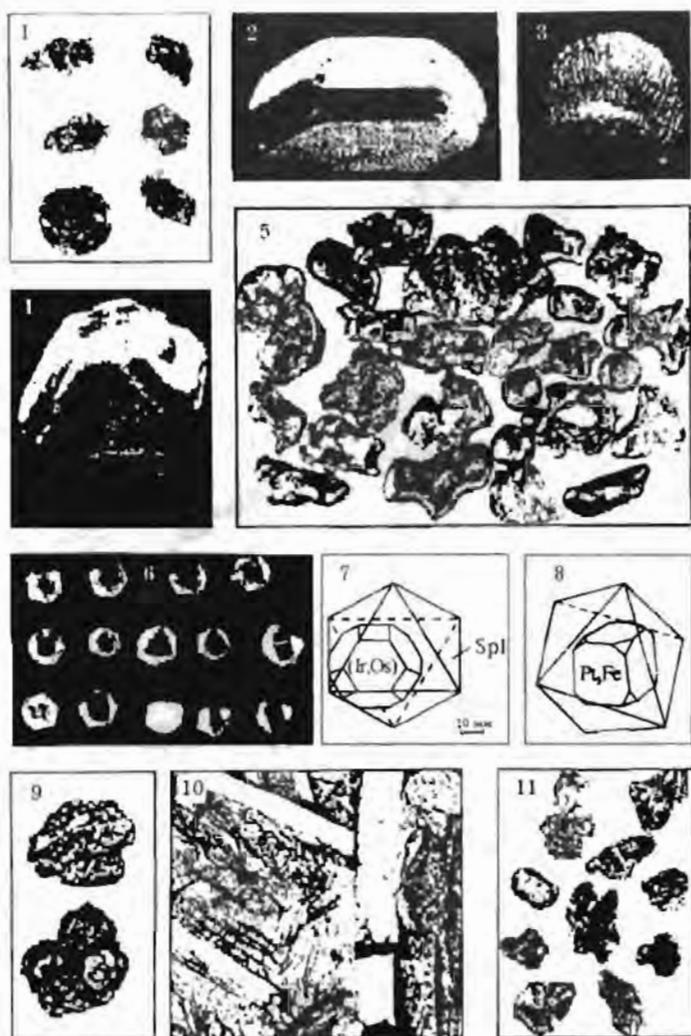


Рис. 16.2 Шлифовая платина из россыпей платиновых металлов рутениридосминового, рутенплатосмиридового и иридосминового минералогических типов по А. Г. Мочалову с изменениями [Россыпные месторождения..., 1997]: индивиды и агрегаты рутениридосминов: 1 - пластинчатые и таблитчатые (ув. 5), 2 - идиоморфный кристалл (ув. 40), 3 - округлый «гофрированный» - формы растворения и раскристаллизации (ув. 10), 4 - кристаллоподобный агрегат синтаксиального строения пинокондальных поверхностей индивидов рутениридосмина с октаэдрическими зернами изоферроплатины (ув. 25), 5 - разноокатанные зерна изоферроплатины из зоны питания россыпи из коренного источника и промежуточного коллектора (ув. 8), 6-8 - отрицательные октаэдрические кристаллы - включения серпентина и хлорита из хромшпинелидов, внутри которых находятся индивиды минералов платиновой группы: включения осмирида (7), включения изоферроплатины (8), ув. 15, 9-10 - зерна срастания рутениридосмина (светлые) с твердыми растворами (Pt, Ru, Ir, Os), (Ir, Os, Pt), (Ru, Ir, Os, Pt) и изоферроплатиной (ув. 8, 120), 11 - таблитчатые и пластинчатые зерна агрегатов самородного осмия и иридосмина (ув. 15)

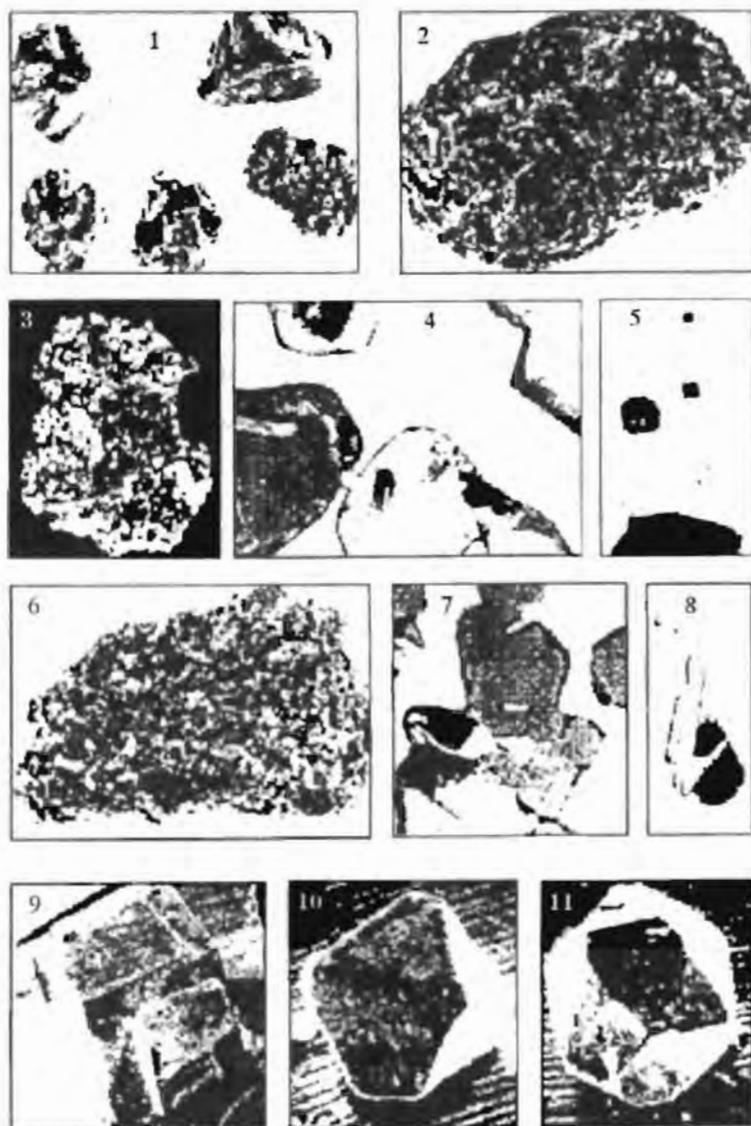


Рис. 16.3. Шлиховая платина из россыпей платиновых металлов иридино-платинового и платинового минералогических типов по А. Г. Мочалову с изменениями [Россыпные месторождения..., 1997]: 1 – зерна изоферроплатины различной окатанности (ув. 5); 2 – самородок изоферроплатины «День рождения». Вес 73,5 г; 3, 4 – ксеноморфные выделения изоферроплатины в дуните, прозрачный оливин (ув. 3,60); 5 – отрицательные кубические и кубо-додикаэдрические псевдокристаллы гидроксилсодержащих силикатов (амфиболы, флогопит), подчиненные структурному мотиву изоферроплатины (ув. 70); 6–8 – хромшпинелид-изоферроплатиновый шпир, видна последовательная кристаллизация: самородного осмия (палочковидные включения), хромшпинелида (темные) и изоферроплатины (белая), нижний темный кристалл на фото – эгирин-диопсид (ув. 3, 70, 100); 9 – кристалл изоферроплатины (ув. 25); 10–11 – кристаллы сперрилита (ув. 25)

материал о гидротермальной, магматической или метаморфической истории кристаллов. Вопрос об этом был поставлен мною совместно с А. А. Сидоровым, В. И. Гончаровым и В. И. Найбородиным в докладе на Международной конференции, посвященной генезису руд [The temperature conditions..., 1971]. Затем он рассматривался в связи с золото-серебряным оруденением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [Шило, 1974а] и в совместной работе с А. А. Сидоровым, В. И. Гончаровым, В. И. Найбородиным [Использование..., 1976]. Все названные работы основаны на материалах изучения собственно жильных минералов непосредственно из коренных месторождений. Между тем банк аналогичных данных по всем россыпеобразующим минералам и их ассоциациям из различных генетических типов континентальных отложений мог бы явиться основой изучения многих вопросов, в том числе и связанных с исследованием кристаллов из россыпей. Например, известно, что пробность золота очень часто зависит от отношения во включениях натрия к калию и хлора к CO_2 . Величина этого отношения может служить указателем типа коренных источников, из которых поступили кристаллы, содержащие газово-жидкие включения.

Весьма надежным индикатором при определении физико-химических условий образования коренных источников, например, золота, олова, платины и других металлов являются флюидные включения. Повышенная золотоносность пирита из россыпей, даже не имеющих промышленного значения, указывает на то, что его (пирита) коренные источники относятся к категории объектов, заслуживающих внимания как с позиций возможного наличия собственно рудных промышленных месторождений, так и с точки зрения их россыпеобразующих возможностей. Аналогичный вывод можно сделать и по присутствующему в россыпях турмалину. В тех случаях, когда этот минерал содержит повышенное против кларка количество олова, есть основания говорить о том, что коренной источник оловосодержащего турмалина может являться промышленным объектом на касситерит, ибо аксессуарное происхождение турмалина, как правило, исключает примесь в нем олова. Например, для Кавалеровского рудного района (Приморье), как отметила Г. А. Осипова [1972], характерны касситериты трех типов: надрудные, имеющие низкое отношение индия к скандию, ванадию и титану; рудные со сравнительно заметной величиной этого отношения; подрудные, в которых это отношение резко возрастает. Разумеется, подобные данные могут быть получены и для касситеритов, извлеченных из россыпей, по которым можно судить о геохимической ситуации образования оловорудных месторождений.

Прекрасные индикаторные свойства имеет геденбергитовая молекула в пироксенах, часто присутствующих как раз в тех золоторудных месторождениях, которые относятся к плутоногенно-гидротермальной группе формаций (золото-форстерит-эпидотовая, золото-гранат-везувиановая и золото-волластонит-магнетитовая). Эти свойства легко диагностируются в минералах из россыпей и могут содержать важную генетическую информацию о характере их коренных источников.

Внешние формы кристаллов алмаза, касситерита, рутила, циркона часто служат существенными показателями не только их гипергенной, но и эндогенной истории. Даже по рутилу и циркону возможно выделение генетических

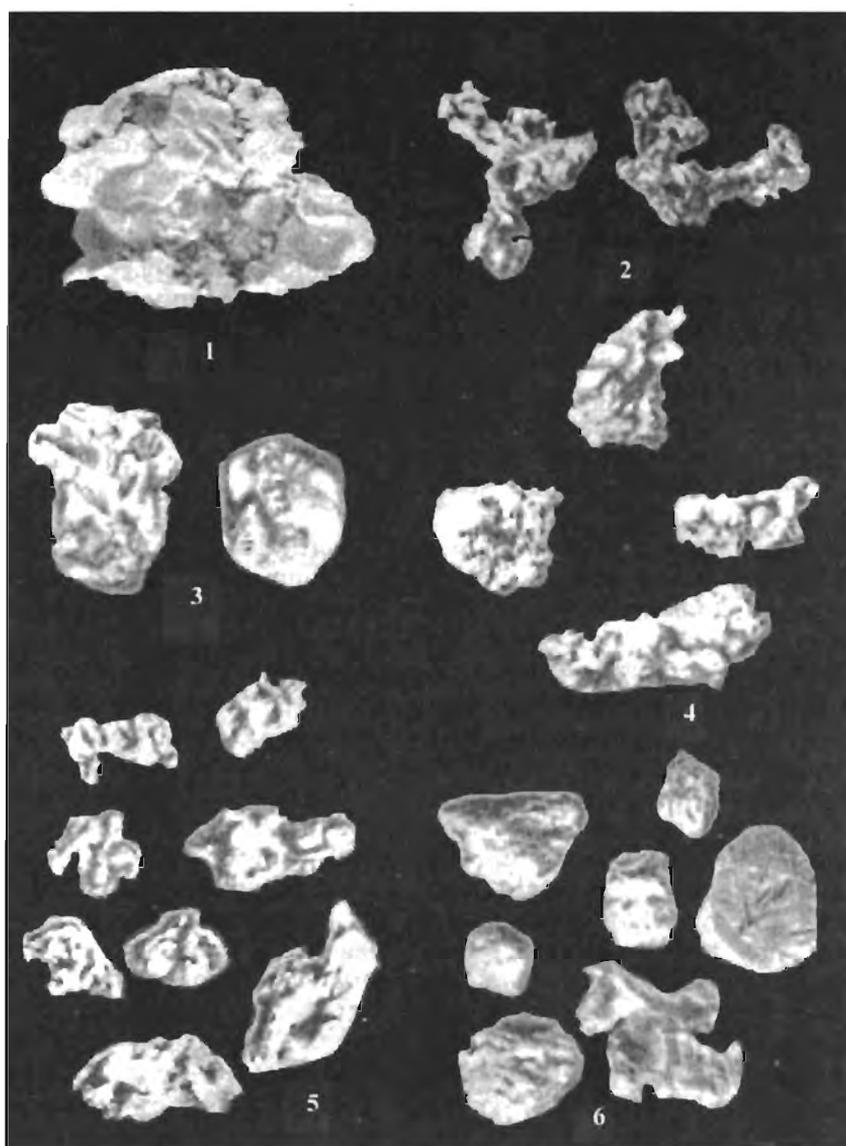
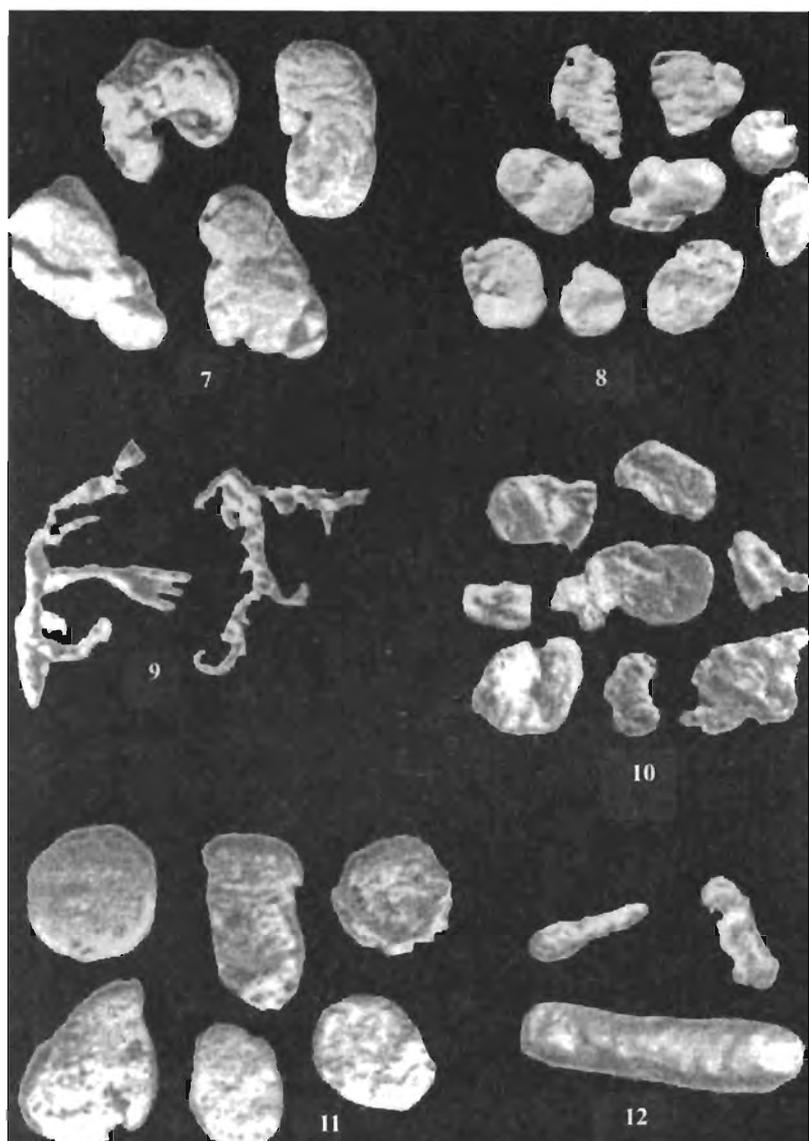


Рис. 16.4. Морфологические особенности золота: 1 – совершенно неокатанный агрегат агрегат золота с кварцем (ув. 2); 4 – очень плохо окатанное золото (ув. 7); 5 – плохо окатанное хорошо окатанное золото (ув. 5); золотины различной формы: 9 – дендритовидной (ув. 11,2); 10 –

групп россыпеобразующих рудных формаций. В кристаллах алмазов иногда наблюдаются включения хромшпинелидов, пироксенов, гранатов, оливинов и др. Легко понять, что как бы долго алмаз ни «путешествовал» в гипергенной зоне, как бы далеко он ни мигрировал от своего коренного источника, в нем всегда сохраняются включения, которые «втиснуты» в кристаллы на глубинах 100–180 км или, по крайней мере, при давлениях, соответствующих этим глубинам.



золота с кварцем (ув. 10); 2 – совершенно неокатанный агрегат золота (ув. 10); 3 – неокатанный золото (ув. 12); 6 – окатанное золото (ув. 12); 7 – хорошо окатанное золото (ув. 5); 8 – очень в виде пластинок (ув. 9); 11 – таблитчатой (ув. 9); 12 – в виде палочек (ув. 10)

Приведу пример использования информации, полученной при изучении минералов из россыпей, для решения проблемы эндогенного рудообразования. По давно установившимся представлениям, платиново-металльная минерализация обычно генетически связывается с гипербазитами, причем к массивам дунит-гарцбургит-габбровой формации относят минералы собственно самородной платины, а к дунит-гарцбургитовой – минералы осмистого

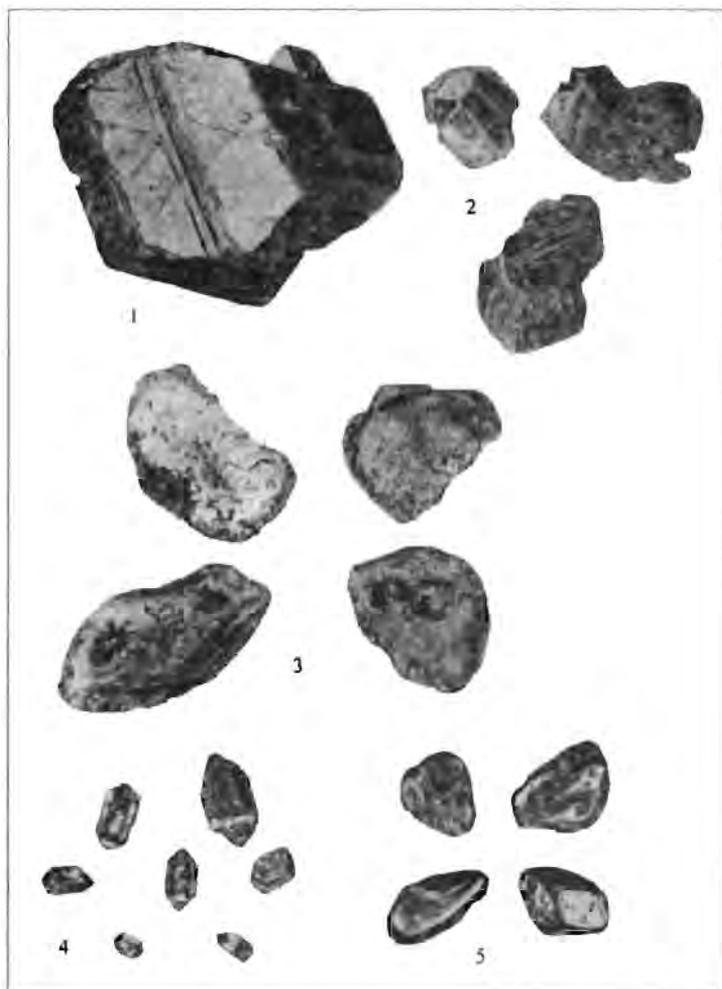


Рис. 16.5. Кристаллы касситерита разной степени окатанности: 1 – ув. 3; 2 – ув. 2; 3 – крупная галька, натуральная величина; 4 – ув. 10; 5 – галька крипто- и мелкокристаллической структуры (натуральная величина)

иридия. Вообще говоря, такие представления олицетворяют крайнее выражение концепции рудной специализации магматических комплексов.

Нами [Шило, Разин, 1978] были изучены платиново-металльные минералы из четвертичных элювиальных, делювиальных и аллювиальных отложений. Было выяснено, что минералы происходят из коренных источников, которые связываются с гипербазитовыми массивами, отличающимися по геологическому положению, возрасту и ассоциациям минералов, хотя все они являются элементами герцинских складчатых структур и распределяются между внешней и внутренней зонами северо-западной части Тихоокеанского обрамления. Минералы на поверхности имели скульптурные отпечатки и включения оливина, серпентина, хромшпинелидов.



Рис. 16.6. Особенности морфологии минералов Sn, Y, Fe: деревянистое олово: 1 – гроздьевидная галька (дольки асимметричные, хорошо развитые, величина долек 4–5 мм); 3 – типичные сфероидальные (простые коллоидные) текстуры (ув. 2), 5 – сфероидальная (?) галька (ув. 12); 2 – кристаллы ксенотима призматического и пирамидального облика (ув. 20); 4 – окатанные зерна (псевдоморфозы по пириту) лимонита (ув. 4)

Сравнение обнаруженных минералов платиновой группы показало принципиальные различия в видовом составе их главных и второстепенных представителей. Минерализация, ассоциирующаяся с массивами дунит-гарцбургитовой формации внутренней зоны, выделяется сравнительным обилием осмиевых и рутениевых представителей группы осмистого иридия и многообразием сульфидов рутения, родия, иридия и осмия. Проявления, связанные с аналогичными коренными источниками внешней зоны, содержат менее отчетливые комплексы редких и очень редких минералов группы платиновых элементов.

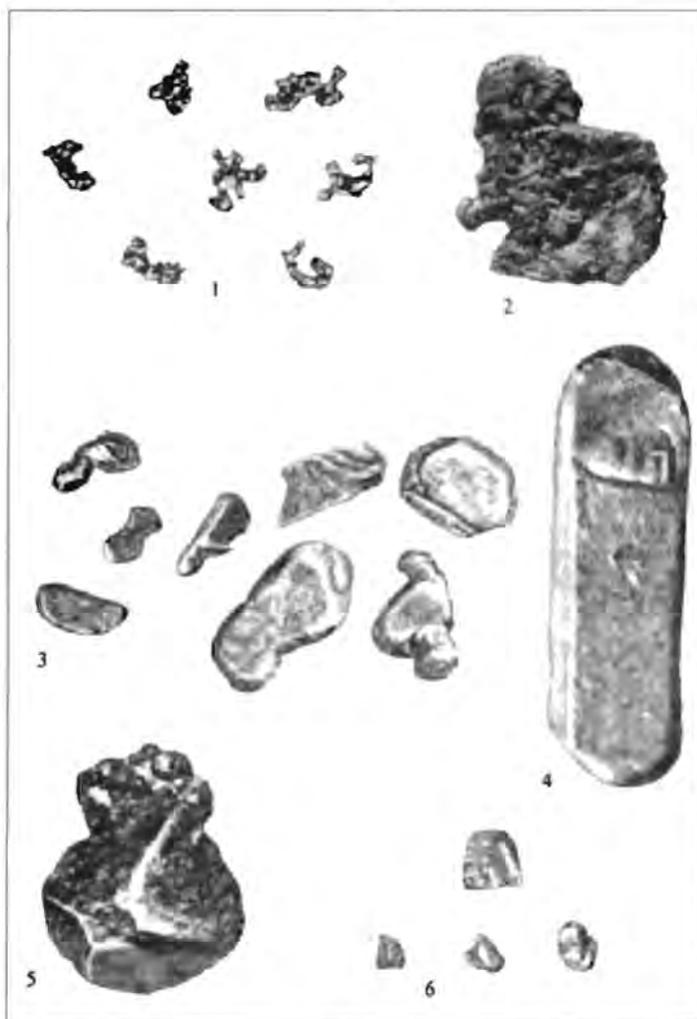


Рис. 16.7. Особенности морфологии минералов Cu, Pb, Mo: 1 – зерна самородной меди, с поверхности чистые (ув. 20); 2 – уплощенная форма самородной меди, с поверхности зерно покрыто черным налетом оксида меди (ув. 12); кристаллы галенита: 3 – с корродированной поверхностью (ув. 15), 4 – псевдоплазматического облика (ув. 15), 5 – сросток с пиритом (ув. 12); 6 – обломки кристаллов молибденита (ув. 10)

Изучение минералов внешней и внутренней зоны Тихоокеанского обрамления, включений в минералах, сопутствующих элементов позволило заключить, что формирование основной массы платиново-металлической минерализации в коренных источниках совпадает с позднемагматическим этапом кристаллизации магматического, возможно, сульфидного расплава, но с опережением процесса автосерпентинизации гипербазитов. Рудный процесс шел в направлении от кристаллизации железо-платиновых твердых растворов через процесс распада твердого раствора иридия в платине. В последующую

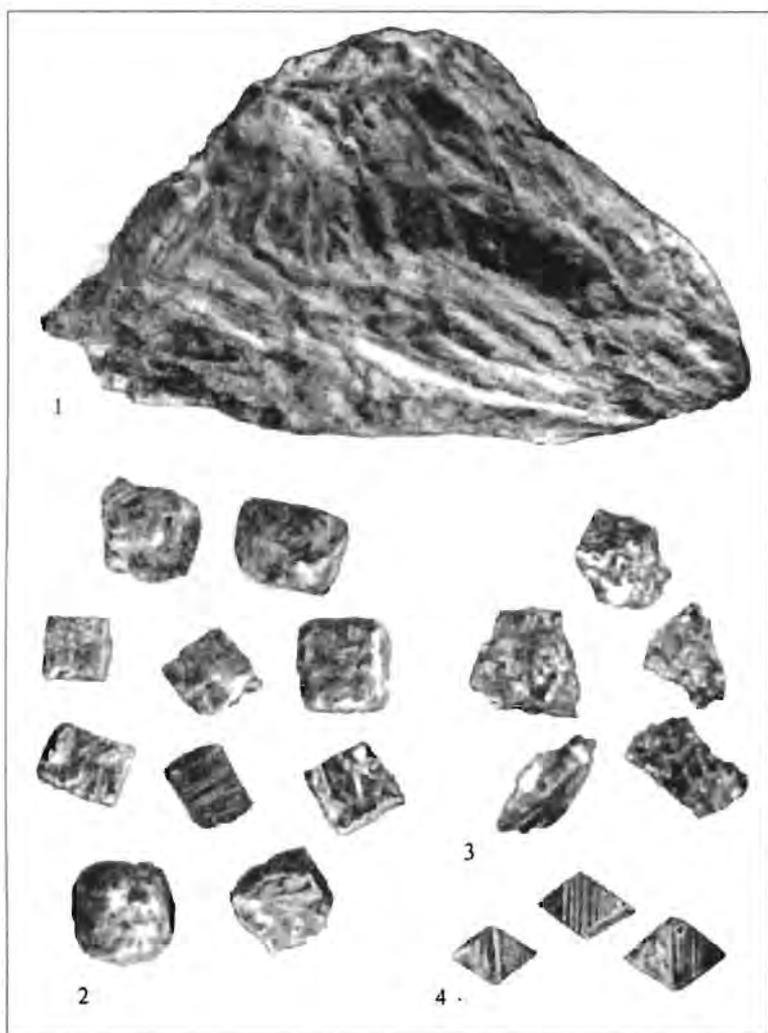


Рис. 16.8. Морфология кристаллов различных минералов: 1 – агрегат радиально-лучистых кристаллов антимонита (ув. 1, 1,4); 2 – кристаллы пирита частично окатанные (ув. 6); 3 – зерна халькопирита (ув. 10); 4 – кристаллы арсенопирита идеальной формы (ув. 6)

стадию из рудных флюидов метасоматическим путем формировались минералы группы осмистого иридия. Сульфиды, арсениды и сульфоарсениды платиновых металлов появились на следующем этапе минералообразования и, по-видимому, в связи с метасоматическим замещением ранее сформировавшихся минералов платиновой группы.

Можно было бы увеличить количество примеров, когда изучение кристаллов (минералов) из россыпей, даже если они извлечены из отложений, не имеющих промышленного значения, дает богатую информацию об их эндогенной истории, наследуемой в гипергенной обстановке. Нередко просто морфо-

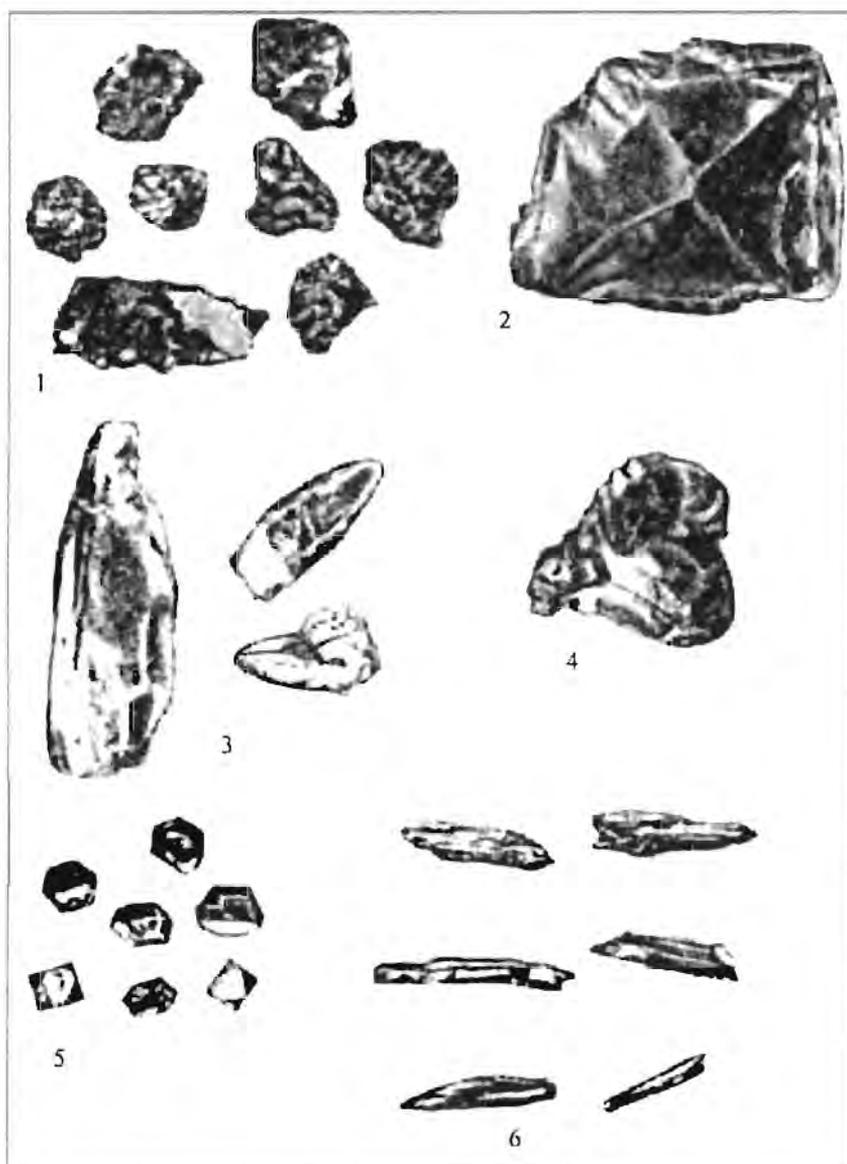


Рис. 16.9. Кристаллы различных минералов: 1 – зерна станнина (неокатанные) рудного облика (ув. 7); 2 – кристалл флюорита октаэдрического облика (ув. 4,3); 3 – кристаллы кальцита вытянуто-скаленоэдрического облика (ув. 10); 4 – кристаллы азурита слабоокатанные (ув. 7,5); 5 – кристаллы кобальтина (ув. 20); 6 – обломки игольчатых кристаллов бланжерита (ув. 10)

логические особенности минералов представляют геологический интерес, указывая на условия их нахождения в россыпях или на их сложную и длительную эволюцию в процессе осадочной дифференциации (рис. 16.2–16.10).

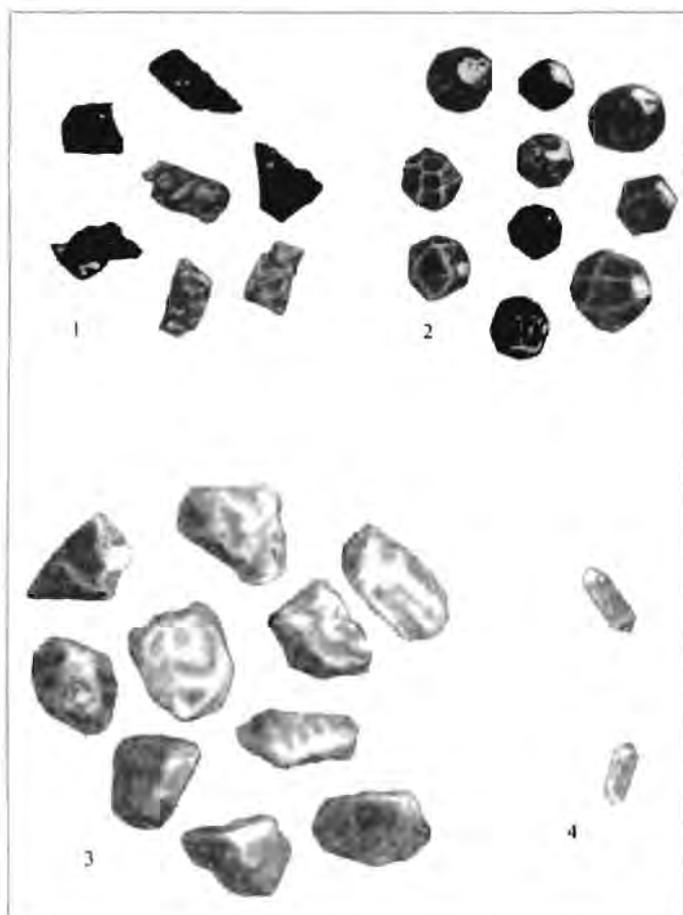


Рис. 16.10. Морфологические особенности различных минералов: 1 – обломки вольфрамитов (спайность по /010/ и /100/, ув. 10); 2 – кристаллы граната (ув. 14); 3 – кристаллы шеелита (ув. 8); 4 – кристаллы циркона (ув. 12)

17. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РОССЫПЕЙ

17.1. Минералогия платиново-металльных россыпей

Общие замечания

Начало изучения платиново-металльных месторождений в России относится к открытию первых в мире россыпей платины на Урале (1819–1824 гг.). В Сибири в 1908 г. при отработке золотоносной россыпи в долине р. Вилюй в шлихе была установлена примесь платины, которую попутно в небольших количествах тогда же стали извлекать. Эта находка привлекла внимание гео-

логов, и развернувшиеся исследования завершились составленной в 1933 г. Н. К. Высоцким картой платиноносности на весь этот громадный регион. На карте им были выделены наиболее перспективные на платину районы. Расширявшиеся поиски приносили плоды. Обработка уральских платиново-металльных россыпей, как известно, началась с долины р. Чусовой в 1824 г. С тех пор, т. е. за 175 лет, из аллювиальных месторождений Уральской провинции (россыпи рек Чусовой, Иса, Тура и др.) добыто более 300 т платины и ее спутников. Роль рудных месторождений в промышленном производстве элементов платиновой группы определилась позже лишь после открытия в 30-х годах XX столетия Бушвельдского комплекса, а затем Норильской платиноносной провинции. Они в какой-то мере совпали с началом истощения гигантских уральских платиново-металльных россыпных месторождений.

И так как на протяжении длительного времени мировая добыча платиноидов из россыпей опережала использование коренных источников, т. е. рудных месторождений, то, видимо, это послужило причиной создавшегося ложного впечатления о достаточно хорошо изученной минералогии платиново-металльных россыпей. Однако во второй половине XX столетия при резком расширении исследований платиново-металльных провинций и внедрении в изучение минералов новейшей аппаратуры открылись новые возможности в познании рудного вещества. Исследователь вторгся в загадочный мир ультратонких классов рудных минералов. Обнаружились новые парагенетические ассоциации элементов платиновой группы. Добываемые данные рассеяли иллюзию о совершенных знаниях минералов из платиново-металльных россыпей, о чем я выше уже говорил, рассматривая проблему классификации россыпеобразующих рудных формаций.

Типизация платиново-металльных россыпных месторождений усложняется даже по сравнению с формационным анализом коренных месторождений этого важного полезного ископаемого. Дело в том, что эндогенные парагенезисы, создающиеся в глубинных зонах литосферы, при меняющихся и до конца еще не изученных режимах эволюции силикатного расплава, с которым так или иначе связывается формирование тех или иных ассоциаций минералов элементов платиновой группы, в экзогенных условиях деформируются, накладываются друг на друга, что усложняет понимание об эндогенном минералообразовании и, соответственно, усложняет проблему классификации платиново-металльных месторождений.

Типизация платиново-металльных россыпей

Основываясь на исследованиях Н. К. Высоцкого, О. Е. Звягинцева, А. Г. Бетехтина, В. К. Котульского, И. Н. Масленицкого, И. С. Рожкова, Л. В. Разина, В. И. Михеева, А. Д. Генкина, С. С. Боришанской, А. Г. Мочалова, Н. С. Рудашевского, В. В. Дистлера, Г. Г. Дмитриенко, В. Г. Лазаренкова, К. Н. Малича, А. В. Округина, В. В. Иванова, Д. А. Додина, D. L. Schools, P. Ramrod и многих других, а также своих личных наблюдениях, в настоящее время в классе платиново-металльных россыпей можно выделить следующие типы: 1) платиновые, 2) осмиевые, 3) рутений-платиново-осмий-иридиевые, 4) рутений-иридий-осмиевые, 5) золото-платиновые.

В выделенных по элементному признаку типах россыпных месторождений кроме ведущего минерала или парагенетической ассоциации могут присутствовать второстепенные минеральные фазы, образованные теми или иными элементами платиновой группы, но даже это разнообразие ограничивается количественными вариациями, которые насчитывают 8–10 элементов. К ним относятся платина (Pt), изоферроплатина (Pt_3Fe), тетраферроплатина (Pt_4Fe), осмий самородный (Os), ирийдосмин ($OsIr$), рутениридосмин ($OsIrRu$), платиридосмин ($IrOsPt$), осмиридплатрутен ($PtRuIrOs$), лаурит (RuS_2). Впрочем, и в этом перечне, показывающем роль каждого элемента из двух триад платиновой группы, главное место принадлежит платине, которая присутствует в россыпях в нескольких минеральных видах: в самородном, но никогда не приближающемся к моноэлементному составу, в сплавах с железом и другими платиноидами, а также с переходными металлами, в виде интерметаллидов и даже сульфидов; на втором месте стоит осмий, затем идут иридий и рутений. Среди россыпеобразующих минералов отсутствуют палладий и родий.

Здесь я хочу вернуть читателя к диаграмме, в которой в общую группу скомпонованы элементы платиновой группы (с. 52). Из нее видно, что из двух триад этих элементов главную роль играет нижняя, количество минералов в россыпях нарастает от Os к Pt, причем в образовании многих россыпеобразующих фаз большую роль играет Ir. Между прочим, именно эти элементы относятся к группе наиболее плотных и тугоплавких. Не благодаря ли этим признакам они занимают лидирующее положение в платиново-металлических россыпях?

Типы платиново-металлических россыпей

Платиновые россыпи отличаются от всех других месторождений этого класса резким преобладанием самородной платины или сплавов на ее основе. Это широко известные и хорошо изученные неупорядоченные системы или кристаллиты – Pt–Pd, Pt–Ir, Pt–Fe, Pt–Ni, Pt–Cu. С ними часто ассоциируют минералы, по характеру соединений соответствующие твердым эвтектоидным растворам, их примером может служить изоферроплатина (Pt, Pd)₃(Fe, Cu), и интерметаллидам с кубооктаэдрической структурой типа Pt_3Cu и $PtCu$, а также самородный осмий, иридий и нередко сперрилит, куперит и др. Россыпи, в рудном парагенезисе которых заметную роль играет изоферроплатина, иногда относят к иридиево-платиновым [Россыпные месторождения..., 1997]. Однако учитывая, что в химическом составе шлиховых платиноидов из этих россыпей количество платины достигает почти 90%, логичнее их рассматривать как собственно платиновые россыпные месторождения. Кроме того, характер твердофазного раствора, определяющего конституцию этого минерала, сближает его с кристаллитами собственно платины. Другие элементы в них занимают резко подчиненную роль и практически самостоятельными россыпеобразующими минеральными фазами не могут считаться.

В россыпных месторождениях, связанных с Вывенским поясом ультрабазитов, развитых в Олюторско-Камчатской системе [Шило, 1968], преобладают, как показали последние исследования [Столяренко, 1998], твердофаз-

ные растворы состава, например, Pt_3Fe , Pt_6Fe и изоферроплатина. В главных минералах часто встречаются примеси Ir, Pd, Cu, а во включениях – OsIr, RuS_2 , OsS_2 и др.

В этих россыпях большинство минералов группы платиноидов слабо окатаны, но встречаются зерна хорошо окатанной формы в виде обломков и сростков кристаллов. Характерны сростки с хромшпинелидами. Главная масса минералов относится по крупности к фракциям $-1 +0,5$ мм, но встречаются самородки размером 43 мм. В этих россыпях, как правило, в том или ином количестве присутствует золото.

Минеральные выделения платиново-металльной ассоциации в этих россыпях по сравнению с другими типами отличаются резкими колебаниями крупности, т. е. гранулометрическим составом. Именно с этим типом аллювиальных месторождений связаны находки крупных самородков платины, например в уральском Платиноносном поясе, в россыпях Кондёра и др.

Осмиевые россыпи характеризуются двумя основными минералами: самородным осмием (Os) и иридосмином ($Os_{1+x}Ir$, $Os_{2+x}Ir$), принадлежащим группе упорядоченных твердых растворов. В иридосмине количество иридия невелико и обычно колеблется в пределах 20–30%, но иногда достигает 50%. Весьма ярким примером подобных месторождений может служить Гулинская россыпь, принадлежащая Маймеча-Котуйской платиново-металльной провинции [Лазаренков и др., 1995], некоторые россыпи Корякского нагорья и др. В Гулинской россыпи элементы платиновой группы устойчиво сохраняют следующий геохимический ряд $Os > Ru > Pd > Ir > Pt > Rh$. Минералы самородного осмия в этой россыпи присутствуют в виде гексагональных призм или дипирамид с хорошей окатанностью, хотя и сохраняют грани, подчеркивающие их таблитчатую форму и дипирамидальный габитус. Поверхность минералов самородного осмия изменяется от гладкой с металлическим блеском и до шероховатой или мелкоямчатой. Минералы самородного осмия относятся преимущественно к фракциям 0,1–1 мм, но встречаются самородки размером 5–19 мм, как правило, представленные сростками разноориентированных микронных агрегатов (100–200 мкм). Значительная часть минералов самородного осмия встречена в сростках с хромистыми и магниезиальными разновидностями хромшпинелидов, которые присутствуют в дунитах Гулинского массива в виде сегрегации ксеноморфной природы.

В россыпи в ассоциации с самородным осмием присутствует изоферроплатина, в которой в виде включений диагностированы самородный осмий, а также примеси родия, никеля, мышьяка. Самородный осмий, как правило, встречается в виде неясно ограненных гексагональных призм с размером зерен, не превышающим 0,5 мм. Кубический иридосмин встречается в россыпях в виде шестигранных пластинок или миндалевидных зерен размером до 1 мм (рис. 17.1, 17.2).

Рутений-платиново-осмий-иридиевые россыпи среди рассматриваемого класса кластогенных месторождений выделяются по концентрации сложных минеральных фаз платины, иридия, осмия и рутения, присутствующих в рыхлых отложениях. Они образуют кубоидные сложные срастания с многофазной структурой зерен и широкими вариациями химического состава [Россыпные месторождения..., 1997]. Парагенезисы минералов и их состав подчеркивают профилирующее значение в этих россыпях платины, иридия, ос-

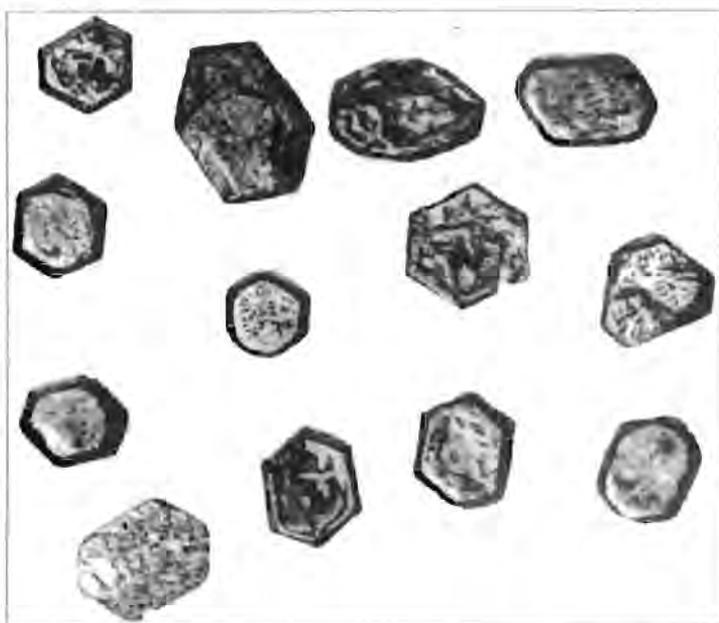


Рис. 17.1. Шестиугольные пластинчатые кристаллы минералов группы осмистого иридия со сколами по спайности $\{001\}$ из платиново-металлических россыпей, ассоциированных с Алучинским массивом апогарибургиновых серпентинитов [Шило, Разин, 1978]. Ув. 20

мия и рутения с ведущей ролью иридия. Сырая платина в этой ассоциации характеризуется комковидными формами с включениями других минералов группы платиноидов.

Рутений-иридосминовые россыпи как самостоятельный тип месторождений профилируются ассоциацией твердофазных растворов иридия, осмия и рутения. Эти элементы, как правило, образуют минералы в гексагональных формах, что указывает на ведущую в их структурировании роль осмия и рутения, с которыми вступает в связь кубический иридий.

Золото-платиновые россыпи формируются как комплексные месторождения, в которых попеременно в качестве ведущего рудного минерала выступает то золото, то платиноиды.

Петрогенный минеральный комплекс в платиново-металлических россыпях отличается не меньшей устойчивостью, чем рудный; его состав варьирует в незначительных пределах в зависимости от характера рудоносного коренного источника, с которым генетически связаны кластогенные месторождения. Причем эти изменения представляются ощутимыми в случаях более глубокой серпентинизации ультраосновных специализированных на рудную минерализацию пород. Важную роль играет сульфидный компонент руд, формирующий, например, в гумидном поясе агрессивную среду, в которой возникает подвижность некоторых петрогенных элементов. Поэтому условия, в которых происходило образование россыпей, и их возраст, т. е. длительность их геохимической эволюции в экзогенных условиях, являются важными факторами, определяющими характер парагенезисов петрогенных минералов в россыпях.



Рис. 17.2. Миндалевидные зерна минералов группы самородного иридия из россыпей, ассоциированных с апогарибургитовыми серпентинитами Алучинского массива Северо-Востока России [Шило, Разин, 1978]. Ув. 10

Спутниками платиновых минералов в шлиховом комплексе россыпей являются, как правило, оливин, хромшпинелиды, диопсид, хромдиопсид, эгирин, роговая обманка, актинолит, шпинель, гранаты, сфен, полевые шпаты, апатит, кварц (Кондёр).

Исследования минерального состава платиново-металльной ассоциации показали устойчивую унаследованность парагенезисов минералов в россыпях от коренных источников, за счет которых они образовались; ее можно квалифицировать как генетическую; она четко прослеживается во многих платиново-металльных провинциях мира. Например, в Корьякском нагорье плутоны дунит-гарцбургитовой и форстерит-дунитовой формаций, относимые к альпинотипным образованиям, группирующиеся в платиноносный пояс, сопровождаются аллювиальными россыпями платиновых минералов с примесью золота. К ним, в частности, относятся Алучинский и Усть-Бельский массивы, сформировавшиеся в квазиplatformенном режиме; первый сложен дунит-пироксенит-гарцбургитовыми серпентинизированными породами, вто-

рой – лерцолит-дунит-гарцбургитами, также серпентинизированными. В обрамлении Алучинского массива залегают юрские конгломераты.

Было показано [Шило и др., 1980], что в платиноносных дунит-пироксенит-гарцбургитах Алучинского массива присутствует устойчивый парагенезис самородной платины, ее сплавов с железом и иридосмином, который полностью повторяется в сопряженных с ним элювиальных и аллювиальных россыпях. В аллювии речных долин, дренирующих лерцолит-дунит-гарцбургиты, слагающие Усть-Бельский массив, установлены самородная платина с примесью железа (железистая платина) и изоферроплатина – ассоциация, полностью повторяющаяся в материнских породах. В аллювии, образованном в связи с размывом юрских конгломератов, зафиксированы аналогичные парагенезисы минералов платиново-металльной ассоциации, которые присутствуют и в ультраосновных породах, слагающих эти массивы. В аллювиальных россыпях обнаружены формы минералов осмистого иридия, которые присутствуют как в конгломератах, так и в коренных источниках. Это хорошо очерченные пластинчатые шестигранные осмистого иридия или миндалевидные зерна этого минерала (см. рис. 17,1, 17,8).

К отличительной особенности платиново-металльных минералов в россыпях Корякского нагорья, подчеркивающей их генетическую связь с гипербазитами, относятся их сростания с оливином, хромшпинелидами и серпентином, реже – с аксессуарным магнетитом. В россыпях, образованных за счет размыва форстерит-дунитовых пород, встречаются сростания с авгитом.

Не деформированная унаследованность минералов платиново-металльной ассоциации прослеживается в аллювиальных россыпях р. Кондёр (рис. 17.3).

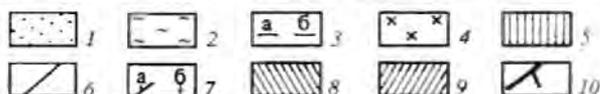
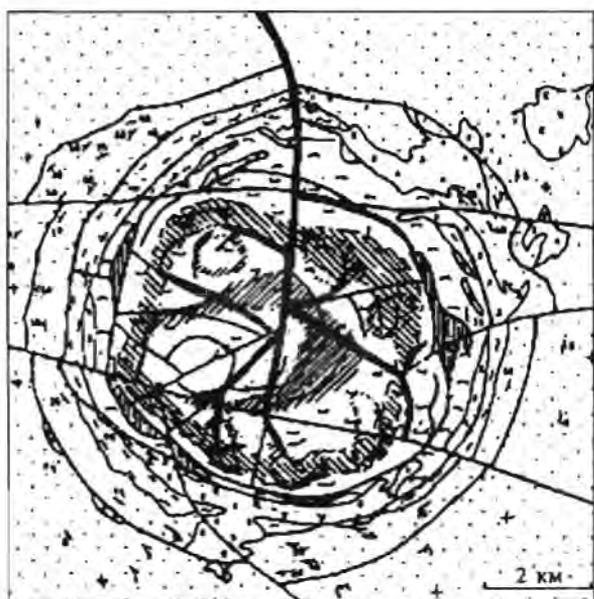


Рис. 17.3. Схема геологического строения платиново-металльного массива Кондёр и связанных с ним россыпей [Россыпные месторождения..., 1997]: 1 – алеволиты; 2 – метаморфические породы раннего архея; 3 – позднепротерозойские породы кондёрского комплекса: а – пироксениты, б – дуниты; 4 – мезозойские косциты, габбро, диориты, сиениты (алданский комплекс); 5 – оливин-диопсидовые метасоматиты; 6 – разрывные нарушения; 7 – залегание пород: а – наклонное, б – горизонтальное; 8, 9 – зоны развития соответственно платиновой россыпеобразующей и иридино-платиновой формации; 10 – аллювиальные россыпи платиновых металлов

Впервые минералы платиновой группы здесь обнаружены в 1956 г. и затем детально изучены И. С. Рожковым, В. И. Кицулом и Л. В. Разиным [Платина..., 1962], по существу явившимися первооткрывателями уникального россыпного месторождения Кондёр. Ими установлено, что в клинопироксенит-дунитовых породах Кондёра и в россыпях, образованных в долине дренирующей его реки и ее притоков, присутствуют одни и те же парагенезисы минералов группы платиноидов. И в тех и в других установлены поликсен, отнесенный к самым распространенным минералам как в коренных источниках, так и в аллювиальных россыпях, иридиевая платина, осмистый иридий, лаурит, куперит. В сравнительной характеристике минералов платиново-металлической ассоциации авторами показано сходство минеральных парагенезисов, присутствующих в клинопироксенит-дунитовых породах массива Кондёр, в аллювиальных россыпях дренирующих его рек и в Платиноносном поясе Урала.

17.2. Минералогия золотоносных россыпей

Общие замечания

Минералы самородного золота за последние два-три десятилетия подверглись всестороннему изучению. В процессе исследования россыпей выполнены работы по гранулометрической характеристике [Шило, 1963; и др.], морфологии и связи внешних форм с эндогенными кристаллографическими гранями [Пляшкевич, Сидоров, 1965], химическому составу [Шило, 1963; Петровская, 1973; и др.], условиям образования гипергенных минералов [Разин, Рожков, 1966; и др.] и т. д. Однако этими работами решены не все вопросы, которые обычно рассматриваются в классических минералогических схемах. Это объясняется тем, что исследователи по-прежнему подходят к изучению самородного золота и его минералов как металлических элементов.

В настоящее время известно 17 золотосодержащих минералов. Одни из них присутствуют как в коренных месторождениях, так и в россыпях, другие установлены только в рудных месторождениях. Среди минералов, содержащих золото, наиболее распространены интерметаллические соединения или твердые растворы золота с серебром, именно они образуют абсолютное большинство россыпей. Значительно реже встречаются твердые растворы золота с платиноидами, медью и висмутом, примерно так же редко встречается амальгама золота с ртутью. Эти минералы характерны главным образом для коренных месторождений и почти не наблюдаются в россыпях.

В табл. 17.1 названы минералы, являющиеся эндогенными и переходящие в россыпи, как правило, без существенных изменений в гипергенной зоне. Наряду с ними установлены и новообразованные минералы самородного золота, среди которых отмечены только интерметаллические соединения золота с серебром.

Минералы самородного золота рудных и россыпных месторождений

Минерал	Формула	Месторождения		Минерал	Формула	Месторождения	
		рудные	россыпные			рудные	россыпные
Самородное золото	Ag, Au	+	+	Родийаурит	(Au, Rh)	+	+
Электрум	(Au, Ag)	+	+	Сильванит	(AuAg)Te ₄	+	?
Амальгама золота	(Au, Hg)	?	+	Мутманит	(Ag, Au)Te ₂	+	?
Купроаурит	(Au, Cu)	+	?	Петцит	(Ag ₃ Au)Te ₂	+	+
Мальдонит	Au ₂ Bi	+	?	Калаверит	(Au, Ag)Te ₂	+	+
Висмутаурит	(Au, Bi)	+	?	Монтбрейит	Au ₂ Te ₃	+	?
Платиноаурит	(Au, Pt)	+	?	Креннерит	(Au, Ag)Te ₂	+	?
Порпещит	(Au, Pd)	+	+	Нагнагит	Pb ₃ AuSbTe ₃ S ₆	+	?
Иридийаурит	(Au, Ir)	+	+				

Примечание: + – минерал присутствует, ? – присутствие минерала неизвестно, но возможно.

Гранулометрическая характеристика самородного золота

Размеры золотосодержащих минеральных выделений в россыпях, судя по данным мировой истории золотодобывающей промышленности, изменяются от самородков массой около 200 кг (объемом $1,3 \cdot 10^4$ см³) до субмикроскопических частиц. При такой широкой амплитуде колебаний, тем не менее, многие провинции мира отличаются характерным для них распределением гранулометрического состава минералов золота: в россыпях одних провинций преобладают мелкие классы размерности, в россыпях других – крупные. Очень крупные самородки всегда встречаются реже, на фоне массы минералов мелких фракций. По неполным, но вполне репрезентативным данным, во многих золотоносных провинциях мира наиболее распространены месторождения, в которых преобладают фракции самородного золота крупностью от 0,2 до 20 мм.

В ряде золотоносных провинций встречаются месторождения, где почти все минералы (частицы) самородного золота относятся к тонким классам или даже субмикроскопической размерности. Его выделения с крупностью частиц менее 0,2–0,05 мм называют «тонким», «сверхтонким», «дисперсным» и даже «кластерным». Значительная часть (60–70%) таких частиц по своей гидравлической характеристике относится к «не тонущему», или «плавучему», золоту. Этот класс представлен в основном чешуйками (овальными пластинками) с ровными краями и чистой поверхностью, более гладкой, чем у «тонущего» золота.

Примером месторождений с таким золотом могут служить россыпи бассейна р. Алдан (Якутия). По ним в свое время мною давалось экспертное заключение. Здесь, в центральной части района (бассейн р. Большой Кураных), уже выявлены россыпи, а во многих других долинах крупных и средних рек (Селигдар, Якокут, Томмот и др.) предполагается их наличие. Они приуроче-

ны к опущенным участкам крупной рудной структуры; их иногда классифицируют как генетически связанные с погребенными грабен-долинами, vyplненными мощной толщей (до 70 м) аллювия, содержащего мелкое золото.

В разрезе отложений долины р. Большой Куранах выделяются два разновозрастных горизонта: верхний, датируемый голоценом, сложенный современными речными глинисто-галечниковыми образованиями, и нижний более древний, также сложенный аллювием, но имеющим, вероятно, верхнелейстоценовый возраст, он отличается присутствием глинистого материала в количестве до 40% общей массы пород. С верхним горизонтом отложений связаны простые россыпи, которые уже почти отработаны драгами. Отложения нижнего горизонта также золотоносные, однако из-за несовершенных методов разведки и опробования, не пригодных для россыпей, содержащих тонкодисперсное золото, их истинная промышленная ценность не была установлена.

Погребенные россыпи золота, которыми являются золотосодержащие отложения нижнего горизонта долины р. Большой Куранах, подвергались разведке; здесь пройдены разведочные скважины и шахты. Пробы из выработок обрабатывались разными способами, в том числе и с применением пробирного анализа. По результатам разведочных работ и исследований проб определены примерные параметры месторождения, его качественная характеристика и запасы, достоверность которых, однако, остается сомнительной. Россыпь имеет длину 22 км, среднюю ширину около 800 м; мощность золотоносных отложений – около 34 м; общий объем горной массы в пределах промышленных контуров – около 600 млн м³; среднее содержание золота по данным скважин и шахт, определенное по пробам, обработанным шлиховым методом, – около 170 мг/м³, содержание, определенное по пробам, подвергавшимся пробирному анализу (763 пробы), – более 800 мг/м³.

В разрезе продуктивных отложений золото распределяется неравномерно. Наблюдается чередование горизонтов, имеющих самое различное его содержание – от нескольких десятков до 100, 1000 мг и более на 1 м³ песков. Золото находится в свободном состоянии. По своему химическому составу, минералогии и морфологии выделяются два его вида, соответствующие двум типам коренных источников Алданского района. Золота с размерностью зерен менее 0,5 мм присутствует в россыпи менее 50%. Оно представлено, как правило, тонкими пластинками и чешуйками овальной или неправильной, иногда слегка удлинённой или изометрической формы, хорошей или совершенной окатанности, имеет пробность 970. Такое золото связывается с коренными источниками лебединского типа. Однако большая часть золота россыпи (более 50%) имеет размерность менее 0,1 мм – это сросшиеся частицы с тонкопористой колломорфной структурой или комковидные с шероховатой поверхностью зерна, их пробность 999. Его связывают с коренными источниками куранахского типа.

Отмеченные особенности золота аллювиальной россыпи нижнего горизонта отложений, выполняющих долину р. Куранах, осложняли технологию его извлечения при производстве геолого-разведочных и эксплуатационных работ. Шлиховым методом его извлекалось в 2–2,5 раза меньше, чем также далеко не совершенной технологией дражных устройств, а среднее содержание в 4,5–6 раз занижалось по сравнению с данными пробирного анали-

за. Это обстоятельство не позволило определить достоверные запасы месторождения.

Другая аналогичная россыпь района, лишь частично разведанная редкой сетью скважин, находится в долине р. Селигдар; она связана с аллювиальными отложениями, выполняющими эту долину. Их разрез расчленяется на два аналогичных по составу и возрасту куранахским горизонтом аллювия. Золотоносность верхних голоценовых отложений обнаруживается на глубине до 15 м. Россыпь этого горизонта разведана и частично отработана драгой. Выявлены также основные параметры золотоносной россыпи нижнего горизонта погребенных древних аллювиальных отложений. Они оказались следующими: длина россыпи около 15 км; ширина – более 600 м, мощность продуктивных отложений – 25–30 м; объем золотосодержащей горной массы 250 млн м³; среднее содержание в пределах разведанного контура, определенное по пробам из скважин, обработанным на отсадочных машинах, – 200 мг/м³.

Золото в россыпи характеризуется аналогичными с куранахским признаками: крупность значительной части (более 50%) зерен – менее 0,2 мм, распространенность пластинчатых, овальных или комковидных с шероховатой поверхностью и колломорфной структурой форм. Это позволяет полагать, что при проведении разведочных работ скважинами значительная часть золота не извлекалась и определенные средние содержания занижены не менее чем в 2–3 раза.

Долина р. Якокут, дренирующей рудные поля, где в верхней части развиты коренные источники лебединского типа, а в средней – куранахского, не разведывалась. Но отдельным выработкам здесь установлено присутствие мощного горизонта древних аллювиальных отложений, содержащих золото, сходное с золотом из россыпей нижнего горизонта отложений рек Большой Куранах и Селигдар. В долине р. Якокут аллювий нижнего горизонта имеет тот же возраст, что и отложения аналогичного горизонта рек данного района с установленной россыпной золотоносностью. Эти отложения имеют те же литологические особенности, а присутствующее в них золото отличается теми же морфометрическими характеристиками, что и в куранах-селигдарских отложениях нижнего горизонта. Все это позволяет рассчитывать на открытие в долине и этой реки крупной россыпи с тонким или мелким золотом. Общий объем горной золотосодержащей массы на участках, где по геолого-геоморфологическим условиям могли сформироваться россыпи, равен 150–200 млн м³.

Долины рек Большая Юхта, Юхточка, Малая Юхта и верхнее течение р. Томмот не подвергались разведке, однако отдельными поисковыми выработками установлено присутствие в них древнего аллювия, перекрытого молодыми отложениями; он отличается литологическими характеристиками, вполне сходными с теми отложениями, с которыми связаны россыпи золота нижнего горизонта, аллювиальных отложений долин рек Большой Куранах, Селигдар и Якокут. Названные выше реки дренируют те же рудные поля, что оправдывает оптимистическую оценку в отношении возможного открытия здесь крупных россыпей с большими запасами золота тонких классов крупности. Однако их разведка, и тем более отработка, возможны только при наличии совершенных технологий. Без решения этой проблемы весь район, где сосредоточены россыпи, содержащие тонкое золото, запасы которого могут быть оценены сотнями тонн, не может быть введен в промышленный оборот.

Россыпи, подобные описанным выше, как правило, сложены пелитогенными отложениями, являющимися, по-видимому, продуктами глубокой переработки коренных источников и вмещающих пород. В общем же они сравнительно редки, чаще всего небольших размеров с ограниченными запасами, хотя коренные источники с аналогичным золотом распространены широко. Можно утверждать, что это несоответствие в какой-то степени связано, с одной стороны, со специфическими условиями, в которых происходит концентрация в аллювии минералов такой крупности, а с другой, что наиболее вероятно, — объясняется трудностью их открытия, разведки, опробования и т. д.

Изменение фракционного состава золотых минералов в россыпях обычно подчиняется некоторой закономерности: снижение содержания крупных зерен, как правило, влечет за собой повышение содержания мелких фракций, и наоборот. Иначе говоря, в месторождениях размер основной массы зерен минералов самородного золота всегда колеблется в сравнительно узких пределах. Например, в одних россыпях Яно-Колымского пояса содержится повышенное относительно других провинций мира количество золотин с диаметром более 4 мм (средний диаметр зерен, вычисленный по методу Когжила, более 5 мм), в других — менее 1 мм (средний диаметр до 1 мм). По табл. 17.2 видно, что основная масса минералов золота в россыпях с крупными фракциями распределяется между классами 2–16 мм (от 60 до 95%), а в россыпях, содержащих мелкие классы, 90–98% составляет доля фракций 0,2–1 мм. Данные относятся к аллювиальным месторождениям с нормальной мощностью отложений, образовавшимися в одинаковых физико-географических условиях, их коренные источники — плутоногенные, но с неодинаковым тектономагматическим положением.

Распределение минералов самородного золота по крупности всегда характеризуется зональностью, коррелирующей со структурно-фациальными

Таблица 17.2

Распределение самородного золота по крупности в некоторых россыпях Яно-Колымского пояса (в %)

Россыпь	Фракции, мм								Средний размер, мм
	<0,25	0,25–0,5	0,5–1	1–2	2–4	4–8	8–16	>16	
1	0,3	1,2	2,5	2,7	10,2	24,4	27,4	31,3	12,83
2	–	0,2	3,1	13,8	24,9	18,3	17,3	22,4	7,74
3	0,1	0,3	2,3	10,7	28,2	25,6	12	20,8	7,73
4	1,1	4,5	9,9	8,8	23,8	16,9	10	25	6,62
5	2	6,9	14,8	8,5	21,9	17,8	7,1	21	5
6	10	30	35	15	8	2	–	–	0,93
7	13	31	27,6	21,9	4,9	0,4	1,2	–	0,9
8	10,6	39,4	29,2	10,3	8,2	2,3	–	–	0,87
9	16,2	30,5	36,7	14,2	1,4	1	–	–	0,79
10	25	30	25,5	12,5	5,5	1,5	–	–	0,74
11	23,4	21,5	25,1	17,1	2,7	0,2	–	–	0,72
12	24,1	31,7	28,8	11,8	2,5	1,1	–	–	0,7
13	35,5	35,9	15,9	12,6	0,1	–	–	–	0,53

зонами, в которых размещаются рудные месторождения или рудопроявления золота (или платины).

В отдельных золотоносных районах мира установлена непосредственная связь размерности минералов с тектоно-магматическим положением коренных источников. Например, для россыпных месторождений Иньяли-Дебинского синклиория (Полосуенско-Балыгычанская зона) наиболее характерны средние и крупные классы минералов (диаметр частиц от 2 до 12 мм); в россыпях Тарын-Детринского синклиория и особенно Кулино-Нерского антиклиория присутствует мелкое золото (диаметр зерен от 0,5 до 3 мм). Подобная зависимость проявляется и в корреляции крупности зерен минералов с их химическим составом. По некоторым россыпям мира установлена следующая зависимость между крупностью и пробностью россыпного золота:

Средний размер зерен, мм	4,35	3,8	3,53	3,35	1,63
Пробность золота	946,8	851,5	827,1	821,7	791

В россыпях с наиболее высокопробным золотом (т. е. менее серебристым) присутствуют крупные классы, чаще встречаются самородки и резко сокращены мелкие классы. Указанная зависимость носит отнюдь не гипергенный характер, в ее основе, как хорошо видно по приведенным данным, лежат факторы, регулировавшие эндогенное рудообразование.

Нередко в россыпях крупность частиц самородного золота уменьшается от верхних участков к нижним (рис. 17.4), что, видимо, связано с изменениями гидродинамики речного потока, в долине которого формируется россыпь. Некоторое закономерное повышение доли мелкого золота в нижних участках может быть отнесено за счет образования мелких фракций при истирании крупных зерен.

Характер сочетания различных фракций минералов самородного золота в россыпях представляет важную общую гранулометрическую характеристику минералов, которая отражает специфические особенности образования месторождений, включая формационную принадлежность коренных источников, их тектоно-магматическое положение и тип литогенеза, а также гидродинамику водного потока. Крупность минералов, степень их аллювиальной обработки в сочетании с характером золотосодержащих отложений определяют и техногенные свойства россыпей. Поэтому, приняв за основу фракци-

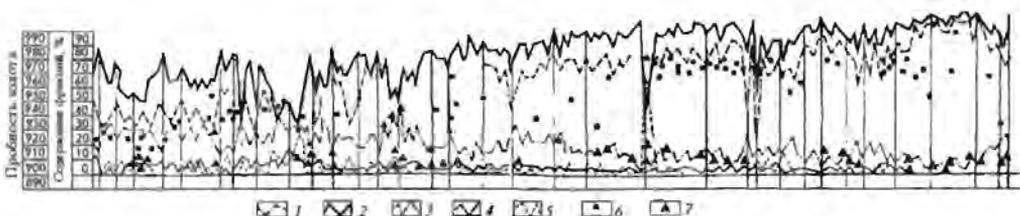


Рис. 17.4. Распределение золота по крупности и пробности вдоль аллювиальной россыпи с нормальной мощностью отложений (коренные источники принадлежат плутоногенным формациям). Фракции: 1 - до 1 мм, 2 - до 2 мм, 3 - 3-5 мм, 4 - 6-8 мм, 5 - >10 мм; 6 - пробность золота; 7 - пробность золота в сростках с кварцем

онный состав минералов самородного золота, можно по этому признаку построить систематику россыпных месторождений.

В свое время мною предложена классификация, учитывающая гранулометрический состав минералов самородного золота [Шило, 1963]. С некоторыми уточнениями, в частности в характеристике минералов первой группы россыпей, содержащих весьма мелкие классы размерности самородного золота, классификация действительна для любого золотоносного района мира, так как охватывает по этому признаку все разнообразие месторождений (табл. 17.3).

Таблица 17.3

Классификация россыпей по крупности минералов самородного золота

Группа россыпей	Характеристика золота	Средний диаметр зерен, мм	Содержание фракции <0,25 мм, %
I	Весьма мелкое	0,25-1	10-95
II	Мелкое	1-2	4-16
III	Средней крупности	2-4	1-6
IV	Крупное	4-8	0,1-2
V	Весьма крупное	>8	<0,3

В этой классификации важным параметром характеристики минералов самородного золота является количество присутствующих в россыпях зерен размером мельче 0,25 мм. Этот класс содержит не менее 60-70% «плавучего» золота, поэтому он определяет не только особые технологические свойства рудного сырья, но и служит показателем того, какие коренные источники принимали участие в образовании россыпей, следовательно, указывает также на условия, при которых происходил отбор рудного вещества и его концентрация в рыхлом покрове. По табл. 17.3 видно, что по крупности минералов среди россыпных месторождений золота наиболее четко выделяются три группы: россыпи, которые характеризуются присутствием фракции <0,25 мм в количестве от 10 до 95%; россыпи с золотом средней крупности, где содержится от 1 до 6% фракции <0,25 мм; россыпи с весьма крупными классами золотосодержащих минералов: в них фракция <0,25 мм содержится в качестве незначительной примеси (не более 0,3%).

Средние классы размерности минералов самородного золота не являются феноменальными по распространенности в природе, поэтому их количественная роль в россыпях и происхождение мало привлекали внимание исследователей. Мелкие же классы («тонкое», «сверхтонкое» золото) и самородки до сих пор служат предметом дискуссий и требуют некоторых пояснений.

Самородное золото тонких классов (тонкодисперсное золото)

Вопрос о наличии в россыпях тонкодисперсных фракций минералов самородного золота, не улавливаемых обычными приборами при опробовании песков и их переработке, рассматривался мною еще в 1953 г. Позднее более детально он был исследован В. М. Крейтером с соавторами [Поведение золота..., 1958]. Затем тонкодисперсные фракции золота в россыпях всесторонне

изучались Т. Г. Фоменко и мною [Шило, 1963]. Пересмотреть предложенную количественную оценку этой фракции в россыпях пытался Л. В. Фирсов [1969], против чего выступил В. И. Найбородин [1975]. Суть проблемы сводится к следующему.

В ряде россыпей нашими исследованиями при специальном опробовании были установлены тонкодисперсные (<0,2 мм) минералы самородного золота, составившие от 10 до 25% (по массе). Эти минералы, как правило, не фиксировались разведкой, не учитывались в запасах и поэтому не относились к технологическим потерям при отработке месторождений, что снижало достоверность данных об истинном соотношении фракций различной крупности в россыпях. Т. Г. Фоменко [Шило, 1963] установил, что иногда количество «плавучего» золота достигает более 70% из числа общих потерь в эфелях.

Л. В. Фирсов [1969], исследуя тонкое (пылевидное) и сверхтонкое (пылевидно-коллоидное) золото, пришел к выводу, что в золото-кварцевой (плутоногенной) формации преимущественным развитием пользуется тонкодисперсное (субмикроскопическое, «невидимое» золото), которое он связывает с ранними сульфидами — арсенопиритом и пиритом. Эти идеи перекликаются с представлениями Н. В. Нестерова и других исследователей россыпных и рудных месторождений золота, считавших, что видимые частицы минералов самородного золота возникают лишь в зоне окисления рудных месторождений.

Л. В. Фирсов [1969, с. 46–51] полагает, что с уменьшением величины частиц на два порядка их число в рудах возрастает на четыре порядка. Поскольку подсчеты проводятся в плоскости аншлифа, при переходе к объему соотношение приобретает вид кубической функции: одной частице размером 1 мм соответствует 10^3 частиц по 0,1 или 10^6 частиц по 0,01 мм и т. д. На основании этого автор делает вывод, что эффективность концентрации коренного золота в россыпях достигает не более 5%, а остальное золото уходит из речных долин при образовании россыпей или если частично и остается, то не улавливается при промышленной отработке россыпей.

Эти рассуждения имеют принципиальное значение, так как не только оценивают значение содержания тонкодисперсного золота, попадающего из рудных месторождений в аллювиальный процесс, но и, в случае их правомерности, изменяют сложившиеся представления о гранулометрическом составе минералов самородного золота в россыпях и, следовательно, в коренных месторождениях, служивших источником его накопления в рыхлом покрове континентальных отложений. Однако расчеты Л. В. Фирсова страдают серьезными ошибками.

Во-первых, он не определяет массовое соотношение крупных и сверхтонких (субмикроскопических) фракций минералов самородного золота. Между тем увеличение числа атомарных (или близких к ним по размерности) частиц в кубической прогрессии, по-видимому, может не дать тех количеств, которые ощутимы в общей массе самородного золота россыпи или руды, так как оно, если и происходит в указанной прогрессии, не обязательно должно сопровождаться такой же прогрессией массы частиц.

Во-вторых, распределение в коренных месторождениях различных фракций крупности кристаллов всех минералов, в том числе и самородного золота, не является произвольным, а подчиняется условиям кристаллизации

жильного и рудного вещества. Ведь для любой физико-химической системы минералообразования характерен не произвольный, а строго определенный, свой, наиболее вероятный размер кристаллических зерен, определяющийся скоростью кристаллизации и взаимодействием ряда других факторов. В связи с этим вероятность образования в данной строго лимитированной системе частиц меньшего размера, что следует из рассуждений Л. В. Фирсова, просто невозможна, а гранулометрический состав минералов самородного золота будет характеризоваться не гиперболической, а параболической функцией, т. е. нормальной кривой с модой, описывающей оптимальный размер зерен. Видимо, кривые для плутоногенных и вулканогенных месторождений и связанных с ними россыпей не будут одинаковыми, но все отклонения будут обусловлены соответствующими причинами.

Итак, образование коренных источников, как и каждой кристаллизующейся системы, сопровождается развитием зерен (минералов), наиболее вероятные размеры которых отвечают термодинамическим параметрам системы. Этот закон, учитывая, что в россыпных месторождениях гранулометрический состав минералов самородного золота (и платины или вообще рудных минералов) более или менее полно наследуется от коренных источников, применительно к россыпям можно сформулировать следующим образом: *для каждой россыпи характерен свой средний диаметр зерен минералов, отвечающий формационной принадлежности ее коренных источников, типу континентального литогенеза и гидродинамическим условиям, в которых она формировалась.*

Самородковая фракция

Самородки – это крупные агрегаты благородных металлов (золото, платина, серебро и др.) в россыпях. Их величина определяется массой в граммах или килограммах. О частоте встречаемости самородков, их массе, химическом составе, скульптурных особенностях и т. д. написано много работ (В. А. Обручев, Э. Данн, Ю. А. Билибин, Н. А. Шило, Л. В. Фирсов и др.). Пожалуй, эту тему можно было бы считать исчерпанной, если бы она не была возрождена сторонниками идей химической миграции благородных металлов в гипергенных условиях при участии грунтовых вод. Новые факты действительного переноса золота рудничными водами дали повод для широкого толкования этого процесса, который, как и раньше, считается определяющим образование крупных частиц и самородков золота в гипергенной зоне и в россыпях различного генезиса.

Ю. А. Билибин [1938, 1963], исходя из общих соображений, дал убедительную критику взглядов В. А. Обручева, полагавшего, что россыпи Ленского района образовались за счет золота, привнесенного растворами грунтовых вод из пиритов осадочных пород. Концепция же В. А. Обручева возникла вследствие того, что в его время длительные поиски коренных источников россыпей в этом районе не давали положительных результатов, и поэтому их роль приписывалась развитым в осадочной толще слабозолотоносным пиритам. Между тем работами В. А. Буряка [1965, 1966а, б, 1970а, б] и других исследователей здесь установлены метаморфогенные рудные месторождения,

связанные с черными пиритизированными сланцами, содержащими минералы самородного золота, тождественные по крупности и другим особенностям минералам, которые присутствуют в россыпях. Возражения Ю. А. Билибина против теоретических построений В. А. Обручева более чем оправдались.

Самородки не определяются единым для всех месторождений универсальным параметром, отвечающим характеру разнообразных россыпей. Их минимальная величина от россыпи к россыпи или от провинции к провинции меняется и может быть названа «плавающим» показателем, определяющимся крупностью основной массы минералов самородного золота или платины. Ю. А. Билибин относил к самородкам частицы, «выделяющиеся по своей крупности из общей массы металла» [1963, с. 456]. Это положение очевидно по данным табл. 17.2 о распределении в россыпях минералов самородного золота различных фракций.

В самом деле, в россыпях 1 и 2 агрегаты золота размером 15–20 мм не будут считаться самородками, так как на долю фракций крупнее 16 мм приходится 20–35% золота этих россыпей, в то же время агрегаты аналогичного размера в россыпях 12 и 13 будут безусловно отнесены к самородкам, так как здесь фракции 4–16 мм отсутствуют и естественно, что в общей массе золота, крупность которого определяется фракциями 0,25–0,5 мм (до 70%), самородки размером около 20 мм (от 30 до 50 г) будут чрезвычайно редкими, случайными и уникальными.

Условность визуального определения самородков отражена в часто употребляемых при геолого-разведочных и эксплуатационных работах выражениях типа: «самородочки», «мелкие самородки», «самородки», «крупные самородки», «уникальные самородки» и т. п.

Вместе с тем для определения самородков золота, платины и серебра существует довольно распространенный критерий, которым пользуются при подсчете запасов. Сущность метода состоит в следующем: на основании ситовых анализов металла устанавливают предельную массу самородков, все агрегаты ниже этой массы относят к общей массе металла, выше – к самородковой фракции. К сожалению, математически обоснованного метода определения предельной массы самородков нет, поэтому в отнесении тех или иных частиц к самородкам допускается некоторая условность. На практике неточное определение предельной массы самородков приводит либо к завышению, либо к занижению величины среднего содержания металла и общих запасов месторождений.

Итак, размеры самородковой фракции или самородков являются функцией крупности минералов самородкового золота или платины в россыпях: чем крупнее минералы в общей массе, тем вероятнее, что в данном месторождении есть самородки, и притом крупные, и, напротив, чем мельче фракции общей массы металла, тем менее вероятно присутствие в ней даже мелких самородков. Нетрудно понять, что эта закономерность унаследована от коренных источников, в которых именно этим принципом определяется распределение в эндогенную стадию минералов благородного металла по крупности. Из этого очевидна и полная несостоятельность утверждений о росте самородков и вообще крупных агрегатов в зоне гипергенеза или в россыпях.

Среди прочих аргументов, на которых я останавливаться не буду, сторонники гипотезы роста самородков за счет растворенного грунтовыми водами металла приводят тот довод, что при отработке коренных месторождений не были якобы установлены самородки столь же значительной крупности, какая подчас отличает самородки в россыпях. В действительности это неверно. Еще В. Линдгрэн [1935] отмечал, что в кварцевой жиле в Новом Южном Уэльсе (Австралия) был встречен самородок массой 93,3 кг. На Северо-Востоке России в двух разных коренных месторождениях обнаружены самородки массой 1,5 и 50 кг. Относительно редкие по сравнению с россыпями случаи находок в коренных месторождениях крупных самородков золота, а также платины объясняются тем, что объемы добываемых человеком руд совершенно не сопоставимы с объемами, которые переработаны природными агентами в процессе образования россыпей за сотни тысяч, а может быть, и миллионы лет.

Морфологические особенности самородного золота

В различных по происхождению россыпях форма зерен, их скульптура, степень обработки (окатанности)¹¹, как и размер, отличаются большим разнообразием. В россыпях различных районов мира [Dunn, 1929; Билибин, 1938; Шило, 1963; и др.] имеются следующие распространенные и легко диагностируемые формы: дендриты, рудные сложные агрегаты, проволоочки, изометричные зерна, таблички, чешуйки, пылинки. В зависимости от генетического типа россыпей эти формы могут встречаться в самых различных сочетаниях. Однако замечено, что конкретная провинция или группа россыпей, возникших за счет коренных источников одной формации, обычно отличается теми или иными присущими ей формами минералов самородного золота. Например, в аллювиальных россыпях Северо-Востока Азии более всего распространены таблички, чешуйки и зерна, хотя вместе с ними в том или ином количестве обычно присутствуют дендриты и проволоочки, попадающие в россыпь с жильным материалом и высвобождающиеся из него в месте концентрации.

Изучение минералов самородного золота из россыпей показало, что в их внешних формах отражена эндогенная (кристаллографическая) скульптура, в той или иной мере измененная в ходе гипергенной переработки рудного материала. Это отчетливо прослеживается, в частности, по широко распространенным во многих россыпях, возникших за счет рудопроявлений плутоногенного ряда, пластинчатым и таблитчатым формам золотин. Они явно унаследованы от кристаллов октаэдрического габитуса и их двойников, а также от кристаллов с гранями (100) и (110).

Обработка (окатанность) минералов благородных металлов является показателем их участия в гипергенных процессах, включающих и деятельность

¹¹ Термин «окатанность», хотя и широко используется в геологии россыпей, не отвечает истинному смыслу процесса: золото не окатывается в аллювии, а в полном смысле слова обрабатывается (куется, сминается, закатывается, истирается, шлифуется и т. д.). Поэтому, если и применяю слово «окатанность», его надо понимать с учетом этой оговорки.

водных потоков. Степень обработки агрегатов золота или платины возрастает в направлении от элювиальных к аллювиальным и литоральным россыпям. В этом направлении увеличивается и разнообразие форм минералов. Так, в элювиальных россыпях, где обычно присутствуют зерна с различной степенью окатанности, начиная от совершенно недеформированных рудных агрегатов, имеющих рыхлую губчатую поверхность, хлопьевидный или дендритовый облик, и кончая частицами с весьма гладкой отшлифованной поверхностью, повышение степени обработки золотин не исключает таких экзотических форм, как дендриты и другие рудные (ажурные) агрегаты, тогда как в элювиально-делювиальных россыпях хорошо обработанное золото всегда отсутствует.

В этом ряду непрерывных изменений характера и степени обработки минералов самородного золота или платины мною [Шило, 1963] выделено 8 типов (см. рис. 16.4), создающих восьмибальную шкалу, пригодную для изучения россыпей различных провинций мира:

- I. Совершенно необработанные (неокатанные) агрегаты жильных минералов (кварца и др.) с золотом.
- II. Совершенно необработанные рудные агрегаты с золотом.
- III. Необработанное золото.
- IV. Очень плохо обработанное золото.
- V. Плохо обработанное золото.
- VI. Обработанное золото.
- VII. Хорошо обработанное золото.
- VIII. Очень хорошо обработанное золото.

Совершенно необработанные агрегаты жильных минералов (кварц, полевые шпаты и др.) с золотом характерны для элювиально-делювиальных россыпей. Подобные образцы не являются исключением и в аллювиальных месторождениях, но заключенный в них металл составляет лишь небольшую часть от высвобожденного. Это растрескивающийся и распадающийся под влиянием термодинамических сил, но не подвергавшийся аллювиальной обработке жильный материал, еще содержащий минералы самородного золота.

Совершенно необработанные рудные агрегаты, как и необработанное золото, встречаются преимущественно в элювиальных и делювиально-солифлюкционных россыпях. В аллювиальных месторождениях они могут присутствовать в общей массе в той или иной степени обработанного золота. Они появляются в результате распада жильных обломков с заключенными в них рудными минералами непосредственно в аллювии. Необработанные агрегаты металла, только что высвободившиеся из жильного вещества, представляют собой переходную разновидность между II и IV типами шкалы.

Очень плохо обработанные минералы самородного золота имеют различные формы с четкими, хотя и несколько сглаженными очертаниями. На еще сохраняющей губчатое строение поверхности таких агрегатов наблюдаются следы аллювиальной обработки. Подобная особенность поверхности сближает эту разновидность с «рудными» совершенно неокатанными формами. Очень плохо обработанные минералы золота часто составляют основную массу металла делювиально-аллювиальных месторождений, отвечающих начальной стадии аллювиального россыпеобразования.

Плохо обработанные минералы самородного золота представлены преимущественно табличками и изометрическими зернами с четкими очертаниями.

ниями поверхности и значительными следами аллювиальной шлифовки. В углублениях минералов сохраняется ноздреватое строение, на выступах – шероховато-сглаженные закованные поверхности. Агрегаты золота с такой обработкой присутствуют не только в долинных, но нередко и террасовых россыпях, хотя и в меньшем количестве.

Обработанное (окатанное) золото представлено четкими и ясными по форме табличками и чешуйками, которые часто имеют бугорчато-ямчатую поверхность, лишенную губчатого строения, но сохраняющую в отдельных местах шероховатость. Выпуклые участки отличает хорошая обработка, ковкость, гладкая матовая или блестящая поверхность. Это типичное аллювиальное золото.

Хорошо обработанное золото в подавляющей массе представлено табличками и чешуйками с ровной поверхностью, шероховатость сохраняется лишь местами, в углублениях. Большинство аллювиальных месторождений даже в перигляциальном поясе содержит значительное количество хорошо обработанных в ходе развития аллювиального процесса минералов самородного золота (не менее 40–60%).

Очень хорошо обработанные минералы самородного золота представлены табличками и чешуйками с ровной поверхностью. Таблички с подобной обработкой обычно напоминают по форме гладкую гальку осадочных пород, поэтому некоторые исследователи называют их галечным золотом. На многих образцах этой категории минералов золота наблюдается очень гладкая, отшлифованная до зеркального блеска поверхность. Возникновение такой поверхности, по-видимому, определяется не только длительным пребыванием золота в аллювиальной среде, но и какими-то дополнительными условиями; возможно, что в шлифовке такой поверхности принимает участие абразивное минеральное вещество тонких фракций, транспортируемое речным потоком во взмученном состоянии.

Таким образом, минералы самородного золота россыпей в значительной степени наследуют форму агрегатов эндогенного происхождения. Степень их деформации в россыпеобразующем процессе возрастает в направлении от элювиальных к аллювиальным и литоральным месторождениям. В этом же направлении разнообразие форм увеличивается за счет собственно аллювиальных (обработанных–окатанных) агрегатов и выпадающих из жильного материала рудных форм, которые вследствие быстрого проседания в нижние слои аллювия иногда не подвергаются обработке и тем самым «засоряют» скопление зерен с хорошей обработкой. Такая смесь наиболее характерна для россыпей перигляциального пояса, где высвобождение рудного вещества от жильного материала и концентрация минералов самородного золота частично совмещены. Понятно, что распределение форм золота россыпей, сформировавшихся в зонах тропического и субтропического влажных климатов гумидного пояса, несколько иное. Степень обработки (окатанности) минералов самородного золота в пределах аллювиальных россыпей возрастает от верхних участков к нижним, т. е. вслед за увеличением содержания мелких фракций минералов.

Наследование аллювиальными минералами самородного золота рудных форм, отмеченное многими исследователями, проявляется в сходстве внутренних зернистых структур россыпного и рудного золота, хотя эндогенные

зерна подвергаются в аллювиальной среде частичной деформации от ударов, сжатия и т. д.

Внутренняя структура самородного золота

Изучение внутренней структуры минералов самородного золота россыпей (Н. В. Петровской, Л. Н. Пляшкевич и др.) выявило их зернистое строение, достаточно хорошо просматриваемое при травлении аншлифов. В минералах или самородках, имеющих удлиненную или дендритовидную форму, кристаллы располагаются в один или несколько рядов. Размеры кристаллов варьируют в широких пределах и нередко достигают нескольких миллиметров, что свидетельствует о неодинаковых термодинамических условиях их образования. В аншлифах после травления часто наблюдаются двойники, иногда заметно деформированные в аллювиальной среде, хотя не исключено, что деформацией они обязаны эндогенным условиям. В некоторых случаях фиксируется субмикроструктура. Очевидно, минералы самородного золота россыпей сохраняют внутреннюю структуру, возникшую в эндогенных условиях в процессе кристаллизации жильного рудного материала.

Химический состав минералов самородного золота

Многочисленные исследования химического состава самородного золота из россыпей, проводившиеся Э. Данном, Ю. А. Билибиным, И. А. Островским, А. К. Болдыревым, Н. В. Петровской, М. Н. Альбовым, И. С. Рожковым, Н. А. Шилов, Л. Н. Пляшкевич, Л. В. Разиным и многими другими, показали, что в россыпях, как и в коренных месторождениях, одной из главных примесей золота является серебро. В россыпях, содержащих электрум и серебристое золото, количество серебра достигает 50% и более. Однако соотношение этих металлов в составе минералов золота в россыпных месторождениях по сравнению с коренными обнаруживает тенденцию к снижению содержания серебра и, соответственно, к повышению пробности золота. Это объясняется геохимической инертностью золота и значительной подвижностью серебра в гипергенных условиях (и в равной мере в зоне аллювиального процесса). Данное явление фиксируется, в частности, возникновением высокопробных каемок в агрегатах золота, повышением за счет этого его пробности в россыпях в целом и в особенности в их нижних (конечных) шлейфах, где концентрируются преимущественно фракции, подвергшиеся наибольшему гипергенному и аллювиальному воздействию. Отмеченная тенденция обусловлена также неустойчивостью твердых растворов и интерметаллических соединений золота и серебра, более легкой растворимостью серебра грунтовыми водами.

И все же можно говорить о несомненной унаследованности золото-серебряного отношения в минералах золота (пробности золота) в россыпях от коренных источников. Это подтверждается многочисленными анализами минералов золота из коренных месторождений и из близко расположенных к ним россыпей – порядок цифр всегда близок (табл. 17.4, 17.5). Правда, резкие

Химический состав золота в коренных месторождениях и связанных с ними россыпях бассейна р. Колыма (в %)

Месторождение	Au	Ag	Cu	Pb	Bi	Нерастворимый остаток	Сумма
I. Дайка	88,62	10,3	0,01	0,02	Сл.	—	99,53
Россыпь	85,29	11,26	0,1	—	—	1,21	97,86
II. Дайка	91,02	8,74	0,08	0,1	0,02	1,5	101,41
Россыпь	95,02	5,9	0,7	Сл.	Сл.	—	100,99
III. Кварцевая жила	67,1	30,56	—	—	—	—	97,66
Россыпь	59,24	38,06	0,08	0,19	—	—	99,97
IV. Кварцевая жила	76,72	12,2	0,02	—	0,01	9,54	99,91
Россыпь	84,66	11,66	0,05	Сл.	—	3,01	100,38
V. Прожилковая зона	76,69	13,37	—	—	0,02	9,54	99,91
Россыпь	76,56	21,2	0,2	—	Сл.	0,96	99,18

колебания пробности по одной россыпи и в одном рудном месторождении затрудняют сопоставление; необходимо учитывать также возможные ошибки в определении местоположения тех (часто многочисленных) коренных источников, за счет которых возникла россыпь.

С учетом факторов, приводящих к искажениям, я сделал выборку россыпей, образовавшихся за счет коренных источников (рудных месторождений). Приведенные в таблицах данные показывают, что в россыпях происходит повышение пробности золота или она остается близкой к пробности золота в коренном источнике; содержание серебра в минералах самородного золота от месторождения к месторождению как в коренных источниках, так и в россыпях изменяется незначительно.

Генетическое родство минералов золота в коренных источниках и в россыпях подтверждается не только одинаковыми золото-серебряными отношениями в этих минералах, но и присутствием в них меди. Содержания меди в рудном и россыпном золоте невелики и близки. Невысокий уровень содержания меди объясняется тем, что провинция, по которой сделана выборка, не является типичной меденосной, так как относится к существенно сиалическим структурам Тихоокеанского сегмента земной коры.

Все элементы, кроме серебра, сопутствующие минералам самородного золота в россыпях, разделяются на несколько ассоциаций или групп. Среди них прежде всего заслуживают внимания элементы, которые образуют с золотом 16 природных минералов. Это медь, висмут, ртуть, платиноиды (платина, палладий, родий, иридий и др.) и теллур.

Медь, висмут и ртуть входят в состав купроаурита, мальдонита и амальгамы золота. Содержание меди несколько повышено в золоте из россыпей существенно меденосных металлогенических провинций, но медь, по-видимому, охотно участвует в образовании купроаурита даже тогда, когда ее рудообразующее значение полностью исключается. Висмут обнаруживается в самородном золоте в виде примеси или входит в состав мальдонита, но в том и в другом случаях этот сравнительно редкий элемент не концентрируется в

Результаты химического анализа золота месторождений
бассейна р. Колыма (в %)

Элемент	Номер пробы									
	528	422«э»	III	373«э»	312«э»	VI	IX	X	VII	146/68
Золото	89,21	79,16	86,46	82,83	85,66	89,96	91,6	90	79,47	84,04
Серебро	10,38	18,35	12,62	16,42	13,48	3,6	7,86	9,38	18,50	14,86
Медь	0,003	0,003	0,007	0,003	0,004	0,002	0,002	0,003	0,003	0,02
Свинец	0,002	0,018	0,002	Не обн.	0,001	Не обн.	0,001	Не обн.	Не обн.	0,04
Железо	0,1	0,01	0,2	0,35	0,21	0,25	0,003	0,04	0,48	0,006
Мышьяк	Не обн.	0,002	Не обн.	0,003	0,003	0,001	Не обн.	0,002	0,022	0,001
Нерастворимый остаток	0,22	2,32	0,3	0,3	0,45	0,1	0,5	0,47	1,59	1,12
Сумма	99,915	99,863	99,889	99,906	99,798	99,913	99,964	99,735	100,045	100,41

Примечание. 1. Все анализы золота выполнены по материалам автора Г. П. Фидимоновой и Р. Ю. Масловой в лаборатории ВНИИ-1, г. Магадан. Свинец в пробах № 373«э», VI, X, VII и мышьяк в пробах № 528, III, IX не обнаружены вплоть до тысячной доли процента. Сурьма, селен и теллур в золоте не обнаружены.

2. Описание золота: проба № 528 – аллювиальное желтого цвета, из самородка массой около 3 кг, левобережье руч. Озерного, шахта; 422«э» – рудное, желтого цвета, месторождение Озерное; III – аллювиальное кусковатое, бледно-желтого цвета, среднее течение руч. Безымяного; 373«э» – рудное, красновато-желтое, жила 1, поверхностная выработка; 312«э» – рудное, комковидное и кусковатое, желтое, жила 3, штольня 2, с интервала около 125 м; VI – аллювиальное, пластинчатое, хорошо окатанное, бледно-желтое, низовые руч. Дымного; IX – аллювиальное, с периферической оболочки мелкого самородка, низовые руч. Дымного; X – аллювиальное, из середины того же самородка; VII – аллювиальное, тонкотаблитчатое, желтое, хорошо окатанное, низовые руч. Дымного; 146/68 – тонкотаблитчатое, темно-желтое, низовые руч. Шумного.

золоте в больших количествах. Амальгама золота (в этом минерале ртуть иногда составляет 60–70%) встречается редко.

Другая группа элементов – платиноиды – присутствует в самородном золоте в небольших количествах и входит в состав платиноаурита, перпецита, родийаурита и иридийаурита. Подобные минералы встречаются в россыпях, образующихся в существенно платиноносных провинциях. Их правильная диагностика имеет большое значение, так как позволяет судить о перспективах соответствующих районов.

Особое место занимает теллур – из 16 золотосодержащих минералов 7 принадлежат теллуридам золота, которые иногда присоединяют к себе и серебро (калаверит, мутманиит, петцит, креннерит, сильванит, монтбрейит и нагиагит). Эти минералы более характерны для провинций с редкометальной минерализацией. В россыпях самородного золота они встречаются весьма редко.

Кроме элементов, образующих с золотом минералы, химическими или спектральными анализами выделено еще более 30 элементов, играющих в самородном золоте из россыпей роль примесей. Сопоставление химических анализов из различных золотоносных провинций мира позволяет из числа

этих элементов выделить довольно часто встречающиеся – свинец, цинк, сурьму, мышьяк; редко встречающиеся – марганец, молибден; очень редко встречающиеся – олово, кобальт, барий, стронций. К этому списку следует добавить железо, которое обнаруживается почти всеми химическими анализами минералов золота большинства металлогенических провинций, затем кремний и алюминий и значительно менее часто обнаруживаемые натрий и калий. Характер связи этих элементов с самородным золотом не совсем ясен. Мне представляется, что они входят в состав минералов, ассоциирующих с золотом. Именно поэтому не удается подметить какой-либо закономерности их связи с теми или иными формациями различных рудных провинций. Кремний, алюминий, возможно, натрий и калий бесспорно связаны с механическими примесями, попадающими в анализ вместе с золотом. Вероятно, к этой же группе нужно отнести и железо, которое не может давать интерметаллических соединений с золотом, но присутствует почти во всех пробах из россыпей различных провинций.

Наконец, следует назвать хром, ванадий, гафний и некоторые другие элементы, чрезвычайно редко фиксирующиеся как химическими, так и спектральными анализами, тем более в кларковых значениях. Это позволяет объяснить их присутствие тем, что они являются примесью минералов, находящихся в парагенетическом родстве с золотой минерализацией, или случайно попадают в анализируемые пробы. В заключение следует подчеркнуть, что в настоящее время как химические (геохимические) системы, так и парагенезы минералов с золотом изучены еще не полностью, поэтому дальнейшие исследования, возможно, внесут коррективы в предлагаемую интерпретацию химического состава минералов самородного золота из россыпей.

Новообразованное (гипергенное) самородное золото в россыпях

Проблеме новообразованного (гипергенного) золота в россыпях (в элювии и аллювии) уделяли внимание многие исследователи. Среди них можно назвать В. А. Обручева [1923], Ф. Фрейзе [1933], М. Г. Кожевникова [1935], Ю. А. Билибина [1938], Ю. П. Ивенсена [1938], Н. А. Шило [1955], Л. В. Разина и И. С. Рожкова [1966], Н. В. Петровскую [1973] и многих других. Вопросы, связанные с этой проблемой, прежде всего, были вызваны тем обстоятельством, что для подавляющего большинства россыпных месторождений в свое время не были найдены соответствующие им по масштабам коренные источники. Кроме того, действительные находки новообразованного (гипергенного) золота то в зоне окисления золото-сульфидных месторождений (Синюхинское месторождение), то в аллювиальных россыпях (Алдан, Камчатка) использовались до создания теории россыпеобразующего процесса для «подкрепления» неверных в своей основе взглядов, объясняющих образование россыпей химическим переносом золота грунтовыми водами и его отложением из растворов в рыхлом покрове. Подобные ошибочные представления о широких масштабах химического переноса золота и образования за счет него россыпей критически рассмотрены Ю. А. Билибиным [1938], и нет нужды обращаться к этому вновь.

Большой интерес в связи с этой проблемой несомненно представляют находки новообразованного золота в россыпях. Имеющиеся в моем распоряжении материалы и публикации других авторов, в частности С. В. Яблоковой [1965, 1968, 1972], позволяют оценить качественные особенности и размеры этого явления. Такие минералы обнаружены лишь в некоторых россыпях, обычно их роль (по количеству) среди кластогенного золота чрезвычайно мала. По-видимому, масштабы образования таких минералов ограничиваются очень жесткими кислотно-щелочными условиями их растворения и переноса в поверхностной (гипергенной) зоне. Установлено, что эти минералы возникают: при участии вод, насыщенных гуминовыми кислотами; в связи с глубокой переработкой с поверхности зон окисления золото-сульфидных месторождений; при наличии пород соответствующего химического состава. Ограниченное распространение новообразованных минералов даже при наличии этих факторов позволяет думать, что для возникновения такого минералообразования требуются еще дополнительные условия (температура и пр.).

Чрезвычайно выразительные образцы новообразованного золота найдены в окисленных рудах золото-сульфидного месторождения. Гипергенное происхождение этого золота не вызывает сомнений: оно встречается в малахите в виде колломорфных агрегатов и в ассоциации с другими вторичными минералами. По-видимому, растворение и отложение этого золота происходило синхронно формированию окисленной зоны коренного месторождения.

Новообразованное золото, по данным С. В. Яблоковой, встречается и в Алданских элювиальных и аллювиальных россыпях. Здесь оно обнаружено в виде губчатых и пленочных выделений, покрывающих кластогенные золотины, встречаются и кристаллы с зачаточными гранями, которые образуют петельчатые эмульсионные и нитеобразные структуры. В полированных шлифах гипергенное золото отличается от кластогенного тем, что образует на хорошо обработанной поверхности аллювиального золота сросшиеся кружевные частицы или изометричные тончайшие зерна. Пробность новообразованного золота (794–880) всегда ниже, чем кластогенного (900–923). Его происхождение С. В. Яблокова объясняет наличием в коренном месторождении тонкодисперсного субмикроскопического золота, доля частиц которого (размером мельче 0,006 мм) в общей массе превышает 95%. Более крупные агрегаты находятся в тесном сростании с гидроксидами железа и образуют вместе с ними различные эмульсионные и петельчатые структуры.

Золото, сходное по форме с новообразованным золотом Алданского района, было установлено Ф. Фрейзе еще в 1933 г. в россыпях Южной Америки. Судя по характеристике этого золота, оно также более низкопробное, чем аллювиальное.

Очень интересный образец новообразованного золота был найден Л. В. Разиным и А. Г. Мочаловым в россыпи Камчатки (рис. 17.5). Это конгломератообразный агрегат, состоящий из обломков кварца с самородным золотом в лимонитовом цементе; лимонит покрывает частицы золота и кварца. С поверхности на конгломерат нарастают дендриты новообразованного золота, они имеют общий ствол, последовательно ветвящийся кверху. Наиболее выраженный своей формой дендрит растет почти перпендикулярно матрице.



Рис. 17.5. Конгломератовидный агрегат кристаллов золота и магнетита, обросший дендритами новообразованного в россыпи золота

лочных и геохимических условиях. В целом же появление гипергенного золота – сравнительно редкое явление, несопоставимое по масштабам с кластогенным золотом.

17.3. Минералогия оловоносных россыпей

Минералогический состав оловоносных россыпей довольно хорошо отражает минералогию коренных источников различной формационной принадлежности. Такая закономерность подчеркивается сходством парагенетических ассоциаций в рудах и в песках. Более того, она находит отражение в количественных соотношениях этого минерала в коренных месторождениях и в россыпях, генетически с ними связанных. Однако в россыпях минеральный состав, отражающий коренные источники, почти всегда усложняется за счет минералов пород, вмещающих рудные месторождения. Исследователь должен всегда это иметь в виду, особенно если решается проблема поисков рудных объектов по россыпям или шлиховым ореолам.

Россыпи, генетически связанные с различными формациями пегматитовых месторождений, обычно содержат в парагенезисе с касситеритом вольфрамит, эвксенит, танталит, колумбит, кварц высокотемпературной модифи-

В результате образован кустовидный, сходный с веточкой ягеля агрегат. Самородное золото в центре конгломерата отличается более густой темно-желтой окраской, свидетельствующей о высокой его пробности по сравнению с золотом дендритов, которое имеет соломенно-желтый цвет. Между кристаллами золота располагаются зерна магнетита. Внимательный осмотр агрегата создает впечатление, что его образование и рост дендритов происходят при участии электролиза железо-золотосодержащего с серебром раствора.

Все приведенные, как и некоторые другие, факты свидетельствуют о том, что в россыпях (от элювиальных до аллювиальных) происходит некоторая химическая миграция золота. Она осуществляется приповерхностными водами в определенных кислотно-щелочных условиях.

кации с хорошей огранкой. Если же эти месторождения размещаются в породах повышенной основности, то к этим минералам прибавляются хромшпинелиды, ильменит.

Оловянные россыпи, питавшиеся касситеритом из месторождений и рудопроявлений касситерит-кварцевой формации, вместе с касситеритом содержат почти всегда вольфрамит, шеелит, флюорит, полевые шпаты (альбит и др.), фергусонит, сфен, роговую обманку, циркон, рутил, эпидот, турмалин, пироксен, апатит, монацит, слюды.

Еще более разнообразен минералогический состав россыпей, связанных с месторождениями касситерит-сульфидной формации. Они содержат довольно широкую ассоциацию рудных минералов из семейства оксидов, затем турмалин, хлорит, аксинит, гидрогетит, гетит, сидерит, сульфиды.

В сравнительно редко встречающихся россыпях, связанных с месторождениями касситерит-риолитовой формации, деревянистое олово иногда полностью вытесняет касситерит. В них также присутствуют ильменит, гранаты, цеолиты, кварц, вулканическое стекло.

Такие минералы, как андалузит, дистен, корунд, ставролит, рутил, анатаз, циркон, ильменит, амфиболы, полевые шпаты, часто кварц, вулканическое стекло, гранаты, в изобилии накапливающиеся в оловоносных россыпях, чаще всего характеризуют вообще области сноса и, дополняя собственно рудный минералогический комплекс, указывают на различные по характеру рудные поля или соответствующие металлогенические районы. Как отмечалось выше, оловоносные россыпи нередко содержат в качестве примеси золото, но чаще всего золотоносные россыпи содержат в виде примеси касситерит или, значительно реже, деревянистое олово.

Касаясь морфологических особенностей минералов оловоносных россыпей, следует подчеркнуть, что крупность касситерита в россыпях, связанных с месторождениями различных формаций, в значительной степени повторяет размерность этого минерала в коренных месторождениях. Об этом можно судить по соотношению кривых гранулометрического состава касситерита из россыпей, связанных с коренными источниками различной формационной принадлежности (рис. 17.6).

В заключение хотелось бы обратить внимание на то, что среднее содержание олова в обрабатываемых россыпях закономерно снижается, как и в эксплуатируемых рудных месторождениях. Эту тенденцию нельзя, конечно, объяснить только экономическими факторами; несомненно, что в ее основе лежит геологическая позиция как россыпей, так и рудных оловоносных месторождений различной формационной принадлежности, что хорошо иллюстрируется графиками (рис. 17.7). Среднее содержание

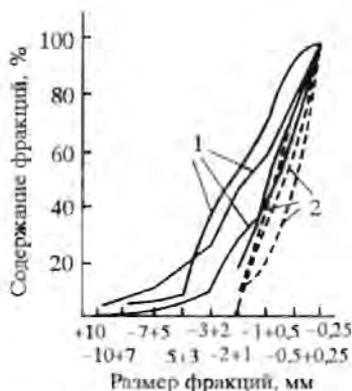


Рис. 17.6. Гранулометрический состав касситерита из разных россыпей, связанных с коренными источниками касситерит-кварцевой (1) и касситерит-силикатной (2) формаций [Геология..., 1979]

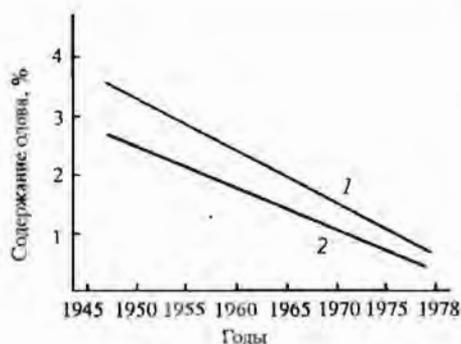


Рис. 17.7. Изменение среднего содержания олова в отработываемых рудах из коренных месторождений (1) и россыпей (2)

олова в отработываемых рудах из коренных месторождений различных формаций за период 1945–1978 гг. снизилось в 5 раз, в россыпях за это время – примерно в 3 раза. Известно, что в 80–90-х годах XX столетия доля добычи олова из россыпей все время хотя и медленно, но возрастала. Данные свидетельствуют о том, что фонд запасов олова в коренных месторождениях убывает значительно быстрее, чем в россыпях. Этот факт наглядно иллюстрирует перспективность россыпных оловоносных провинций мира, которые еще долго будут являться устойчивой базой добычи олова.

17.4. Минералогия титановых, титан-циркониевых и редкометалльных россыпей

По минералогическому составу титановые, титан-циркониевые и редкометалльные россыпи, как правило, являются полиминеральными, многокомпонентными. В тех или иных концентрациях почти всегда в них присутствуют россыпеобразующие минералы семейства простых и сложных оксидов, силикатов, фосфатов и карбонатов. Объясняется это прежде всего близкими значениями их константы гипергенной устойчивости ($K_{г\text{у}}$). Хотя, в зависимости от типа коренных источников, за счет которых возникли россыпи, генезиса, возраста и других причин спектры их минерального состава варьируют от почти мономинеральных до сложных комплексных месторождений с одним или несколькими ведущими рудными парагенезисами. По их роли часто называют месторождения: магнетит-ильменитовыми, ильменитовыми, ильменит-рутиловыми, ильменит-циркониевыми, циркониевыми, касситерит-ильменит-паризитовыми, касситерит-колумбитовыми, танталит-колумбитовыми, танталитовыми, пироклоровыми, фергусонит-самарскитовыми, монацит-бастнезит-паризитовыми, монацитовыми и др.

В полифациальных и полигенных россыпях этого типа, например, на Украине обнаружены, причем иногда в заметных количествах, золото, алмазы, медь, самородное серебро, галенит, киноварь, сфалерит, халькопирит, молибденит, арсенопирит, пирит, флюорит, корунд, шпинель, хромит, хризоберилл, анатаз, брукит, бадделейт, паризит, бастнезит, малакон, торит, гранаты, сподумен и др. Этот разнообразный минеральный комплекс указывает на разнохарактерные коренные источники, весьма длительный процесс россыпеобразования, сопровождавшийся направленной концентрацией минералов, что обуславливалось типом литогенеза, физико-географической обстановкой его развития и тектоно-магматической позицией рудных россыпеобразующих формаций.

Такой, на первый взгляд случайный, от места к месту меняющийся набор минералов не может служить основой типизации месторождений. Изучение россыпей, их минерального состава, характера коренных источников минералов в россыпях выявило устойчивые признаки россыпей. Одним из них является их типизация по элементному составу. Поэтому предпочтительнее при ее осуществлении придерживаться деления, основанного не на минеральных ассоциациях, а на ведущей роли таких элементов, которые, даже если и присутствуют в россыпях в различных минеральных видах, всегда являются профилирующими для того или иного типа месторождений. Примером этого может служить титан или цирконий. Первый из них в россыпных месторождениях может находиться в нескольких минеральных модификациях, второй – по меньшей мере, в двух. Такой подход позволяет все разнообразие рассматриваемых классов свести к следующим трем типам: титановые, титан-циркониевые, редкометалльные. Иногда возможно выделение комплексных месторождений, для которых характерны почти все названные элементы, входящие в состав разнообразных минералов, что играет скорее технологическую роль для рудного сырья россыпей.

Титаносные россыпи не отличаются мономинеральностью. В минеральном составе россыпей, которые на практике принято относить к собственно титановым, ведущая роль принадлежит ильмениту. Например, в полтавском ярусе титаносных песков Украины содержание ильменита достигает 48,5%, в песках сарматского яруса – 44%. Однако вместе с ильменитом в песках полтавского возраста установлен рутил (13%), циркон (7,7%), силлиманит и ставролит (22,4%). В сарматской продуктивной толще с ильменитом ассоциируют те же минералы, но в других количественных соотношениях: содержание рутила в них повышается до 16%, циркона – до 13,2%, ставролита и силлиманита, напротив, снижается до 13,07%. Титановые или титан-циркониевые месторождения Украины, связанные с продуктивными отложениями нижнего миоцена, не являются каким-то исключением, напротив, это типичные промышленные объекты, из которых извлекаются минералы титана и циркония.

Понятно, что парагенетическое разнообразие в россыпях Украины названными минералами не ограничивается, здесь указаны лишь ведущие их виды. Обычно минералогический состав титановых россыпей усложняется за счет лейкоксенизации ильменита, проявляющейся в очень узких значениях рН среды: в кислой (-2) и щелочной (-7), в которых большую подвижность приобретают Fe и Al, в то время как миграция Ti практически полностью подавляется. Лейкоксенизация – изменение ильменита, сопровождающееся образованием мелкоагрегатной рутил-анатазовой смеси, иногда с брукитом, с гидратированным железом, перешедшим из двухвалентной формы в трехвалентную, в которой оно и удаляется. В делювиальную стадию образования (оксидные коры химического выветривания) россыпей это приводит к обогащению их титаном по схеме: ильменит–рутил–брукит–анатаз. В этом процессе наиболее устойчивой формой является рутил, приобретающий соответствующую размерность кристаллов, и тогда его роль в россыпях повышается: они становятся ильменит-рутиловыми или даже существенно рутиловыми. Соответственно происходит повышение содержания в минерале и диоксида

титана с 50 до 90%. Однако иногда процесс лейкоксенизации затормаживается на лейкоксеновой (мелкоагрегатной рутил-анатазовой) стадии с гидратированными минералами смеси. Такие россыпи именуются лейкоксеновыми, но они очень редки (Ярега в России; Атабаска в Канаде).

Ильменит, присутствующий как в древних, так и современных россыпях в форме ограненных зерен, в которых часто просматриваются ромбоэдрические кристаллы, также встречается и в виде табличек и пластинок или даже уплощенных частиц разной степени окатанности. Цвет ильменита черный, кристаллы с металлическим или полуметаллическим блеском, в случае лейкоксенизации его цвет меняется на бурый или коричневый. В ильменитах спектральными исследованиями установлены примеси: Mg, Mn, Sn, Ni, Co, Zr, V, Cr, Al, Si, P, нередко – Nb, Yb, Y, Ga, La, Ce, Sc; иногда – Cu, Zn, Pb, Sb, As, Bi, Be.

Наиболее крупные и лучшей сохранности кристаллы ильменита встречаются в аллювиальных россыпях; в месторождениях же, имеющих литоральную природу, они, как правило, сильно окатаны с полированной гладкой поверхностью. Размерность ильменитовых зерен в разных россыпях не одинакова и колеблется от 0,5 до 0,06 мм (рис. 17.8), что, видимо, можно объяснить двумя причинами: характером коренного источника и типом литогенеза.

В большинстве россыпных месторождений мира, относимых к титановому типу, кроме циркона в тех или иных количествах присутствуют магнетит, титаномагнетит, касситерит, корунд, шпинель, дистен, сфен, гранаты, апатит, перовскит, алмаз, золото и др.

Титан-циркониевые россыпи включают такие типы месторождений, в которых, наряду с титансодержащими, циркониевые минералы являются промышленно значимыми компонентами продуктивных пластов или залежей. Особенности геологической позиции, минералогического состава, размерности зерен рудных ассоциаций, а также различие коренных источников являются основой для их выделения в самостоятельный тип.

Коренные источники минералов циркония хотя и отличаются от титаносодержащих, но они, и особенно циркон, в соответствии с константой гипергенной устойчивости и другими характеристиками вместе с минералами титана образуют в россыпях устойчиво повторяющиеся от месторождения к месторождению парагенезисы. Партнерство в россыпях титан-циркониевых минералов – это уникальное и вместе с тем закономерное явление; два элемента (Ti и Zr) с резко различной магматической минералообразующей историей в ходе экзогенной переработки эндогенных источников объединяются в единую ассоциацию.

В силу высокой их гипергенной устойчивости они концентрируются в различных по генетическому типу россыпях: элювиальных (коры оксидного выветривания – латериты и др.), аллювиальных и особенно литоральных и даже собственно шельфовых, обычно именуемых прибрежно-морскими месторождениями. На их долю приходится не менее 95% мировых запасов циркона. Из россыпных месторождений в настоящее время добывается практически весь циркон и бадделейт. Мировое производство на начало 90-х годов составляло: циркона – 7,3 млн т и циркония – 7 тыс. т.

Большинство россыпных месторождений циркона сформировалось в литоральной зоне морей и океанов, хотя некоторые особенности строения руд-

ных пластов указывают на то, что часть месторождений этого минерала образовалась на мористом шельфе, т. е. за пределами наиболее гидродинамически активной волноприбойной зоны.

Циркон в россыпях присутствует в виде призматических кристаллов или их обломков, с гранями разной степени сохранности. Однако большая часть представлена хорошо окатанными удлиненными зернами эллипсоидной, реже шаровидной формы. Степень окатанности минералов часто зависит от генетического типа россыпей. Цирконы в аллювиальных россыпях слабо окатаны, в литоральных и особенно шельфовых они отличаются значительной окатанностью, но все равно от провинции к провинции она меняется.

В кристаллах циркона изобилуют трубчатые пустоты, вследствие своей удлиненности почти всегда вскрытые на поверхности минерала, невскрытые пустоты содержат газово-жидкие или твердые включения. Большое количество пустот, часто достигающих нескольких процентов объема кристаллов, и их морфология свидетельствуют о большом насыщении магматического расплава флюидными компонентами с ведущей ролью газов, в котором кристаллизуются цирконы.

Кристаллы и зерна минерала, как правило, являются прозрачными, но в некоторых россыпях имеют бурые, светло-бурые, желтые, розовые или лилово-розовые цвета; встречаются разности белого или молочного цвета. Темные цвета характерны для малаконов.

Размер зерен циркона в россыпях колеблется в узких пределах и обычно ограничивается 0,25–0,05 мм. Крупные кристаллы этого минерала – чрезвычайная редкость. Известен лишь один случай находки кристалла циркона массой 3,5 кг. Гранулометрическая характеристика циркона в россыпях Бразилии иллюстрируется графиками (см. рис. 17.8), построенными Г. С. Момджи [1976] по данным Д. Гиллсона. В общем она является типичной и указанное распределение этого минерала по крупности повторяется даже в различных провинциях.

Редкометалльные россыпи – будущее горной промышленности; они по разнообразию минерального состава, пожалуй, резко выделяются среди россыпных месторождений других полезных ископаемых. В некоторых из них рудный комплекс включает более 400 минералов; таким образом, полиминеральность – одна из наиболее примечательных особенностей этих месторож-

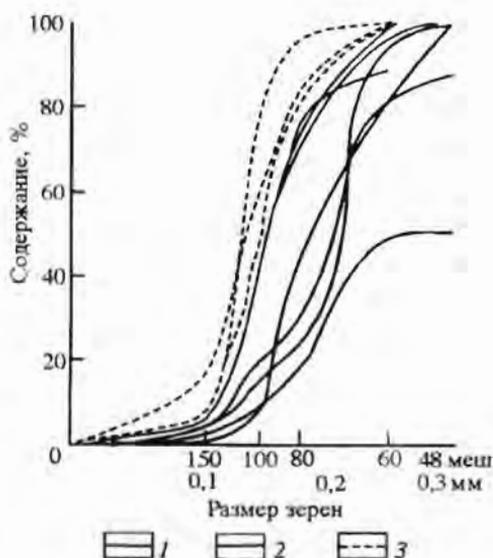


Рис. 17.8. Гранулометрический состав минералов в россыпях Бразилии: 1 – ильменит; 2 – циркон; 3 – монацит. (меш) – размер ячейки стандартных сит, применяемых ныне в США и ряде других стран; 18 меш = 1,00 +1,19 мм

дений, хотя среди такого многообразного минерального царства лишь немногие из них обладают склонностью к концентрации в рыхлом покрове на одной или нескольких стадиях россыпеобразующего процесса. В эту группу прежде всего входят минералы самородных элементов, характеризующиеся высокими значениями константы гипергенной устойчивости и потенциалом ионизации из числа d -элементов ($4d^1 5s^2 - 4d^4 5s^1$) – иттрий, цирконий, ниобий и d -элементов ($5d^2 6s^2 - 5d^6 6s^2$) – гафний, тантал и присоединяющийся к ним иногда рений. В образовании самостоятельных промышленных концентраций в россыпях главную роль играет небольшая группа минералов: из числа оксидов – танталит, колумбит, пирохлор, лопарит, танталсодержащий касситерит; силикатов – циркон, торит; фосфатов – монацит, ксенотим и карбонатов – бастнезит и паризит. Эту ведущую группу минералов в образовании редкометалльных россыпей часто существенно дополняют бадделеит, самарскит, поликраз, циркелит и целая плеяда минералов, в сущности мало имеющая отношение к букету минеральных видов, составляющих основу этих россыпей.

Ко второй весьма важной особенности редкометалльных россыпей относится присутствие в их составе около 177 минералов, содержащих редкоземельные элементы, как участвующих в строении базисных решеток кристаллов, так и входящих в их структуры в виде изоморфных примесей. В списке (с. 183) значится 44 более или менее распространенных в различных редкометалльных россыпях минерала, причем их перечень ограничен тем, что мною в него включены лишь те из них, в которых содержится в сумме не менее 5% редкоземельных элементов – $>5\%$ (ΣTR) и которые используются в производствах, изготавливающих прецизионные приборы, аппаратуру, детали машинного оборудования для работы в особых экстремальных условиях (ядерная промышленность, ракетостроение, авиация, космика, лазерная техника, полупроводниковая промышленность, оптика).

Все редкоземельные f -элементы лантаноидной группы (от № 57 La и до № 71 Lu) обладают особыми физико-химическими свойствами, определяющимися необычным застраиванием внутренних d - или f -сфер орбиталей (N-оболочка), что приводит к сходству строения внешних (валентных) электронных конфигураций, подобных ксеноновой (Xe), и выражается общей формулой $4f^{2-14} 5s^2 5p^6 5d^0-1 6s^2$, где $6s^2$ – стабильна, а $4f$ – надстраиваемая. Параметрическим эффектом такого необычного застраивания является лантанидное сжатие. Это определяет близкие или почти аналогичные их химические свойства, чем, в сущности, и объясняется, в частности, их групповое поведение в рудо- и россыпеобразовании. Среди известных в настоящее время 177 минералов, в структурах которых присутствуют лантаноиды, как считает В. В. Иванов [1997], только 48 являются минералами с максимумами содержания La или La и Ce (Nd, Sm). Видимо, на неравномерность участия в минералообразовании влияет их распространенность в природе, что хорошо иллюстрируется рис. 17.9.

Из рисунка видно строго ритмичное чередование распространенности четных и нечетных редкоземельных элементов. Максимумы приходятся на четные элементы, минимумы – на нечетные.

Среди редкометалльных россыпей встречаются представители всех генетических типов – от элювиальных с наложенными процессами активного

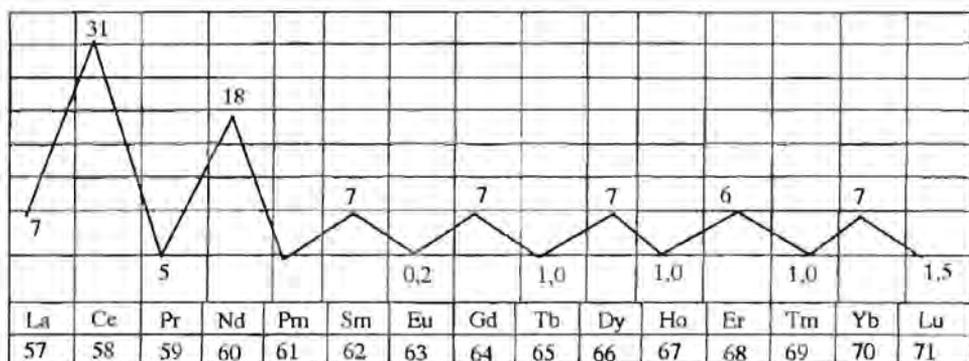


Рис. 17.9. Распространенность редкоземельных элементов (10^{-100} , 10^{-20} , 10^{-30} через три клетки по вертикали)

химического выветривания и флювиальной, перигляциальной и ветровой дефляционной деятельности, образовавших сложные полигенные и полихронные месторождения, выделяющиеся в особую группу псевдоэлювиальных месторождений, и до громадных пластовых залежей литорального происхождения (прибрежно-морские россыпи). Первыми, как известно, фиксируется начало россыпеобразующего процесса, вторые его завершают. Аллювиальные россыпи среди редкометалльных месторождений играют второстепенную роль и, как правило, используются промышленностью в незначительном объеме.

Разумеется, высокая комплексность редкометалльных россыпей, как видно, определяется не только выделенными мною рудными россыпеобразующими формациями, среди которых ведущая роль принадлежит эгирин-нефелиновым сиенитам с широко развитыми фенитизированными полями и дайковым комплексом, тералитам, ийолитам и карбонатитам. Она возникает в ходе сложной и длительной истории развития целых рудных провинций. Эти россыпи – эффект непосредственного взаимодействия твердой, жидкой и газовой оболочек планеты.

Таким образом, минеральный состав редкометалльных россыпей может варьировать в широких пределах: от мономинеральных, весьма характерных для элювиальных залежей или кор химического выветривания, возникших за счет единичного и мономинерального коренного источника или узко геохимически специализированного рудного поля, и до прибрежно-морских россыпей, сформировавшихся в областях, куда поступало рудное вещество из разнопрофильных металлогенических провинций. Химический состав россыпей, в которых ведущее значение имеют редкометалльные минеральные ассоциации с неременным присутствием редкоземельных элементов лантаноидной группы, обычно определяется или наличием гипергенно устойчивых минералов, образованных редкоземельными элементами, или достаточно высоким содержанием в рудном материале россыпеобразующих минералов, являющихся концентраторами этих элементов.

Парагенезисы рудных минералов редкометалльных россыпей меняются в зависимости от продуцентов, которыми являлись рудные россыпеобра-

зующие формации, от геохимического профиля металлогенических провинций, литогенетических процессов, формировавших россыпные месторождения, и длительности геологического времени, в течение которого происходило их образование. Обычно богатые руды образуются концентрацией не более 30 минералов, но уникальные скопления в редкометалльных рудных залежах, как правило, связаны со структурными или иными благоприятными условиями для накопления одного или нескольких однотипных по физико-химическим и кристаллографическим характеристикам минеральных видов.

Распределение генетических типов редкометалльных россыпей и концентрация промышленных руд в объектах начальной и конечной стадии россыпеобразующего процесса определяется прежде всего физико-химическими свойствами элементов, участвующих как в эндогенную, так и экзогенную стадии минералообразования.

Присутствующий в редкометалльных россыпях петрогенный комплекс минералов от места к месту меняется и целиком зависит от литогенетических условий, в которых формируются россыпные месторождения, от генетического типа последних, от геохимического профиля металлогенической провинции. Обычно состав петрогенных минералов колеблется от полимиктовых песков и до смектитов, монтмориллонитов, каолинитов и других продуктов физической дезинтеграции пород и руд и химической их переработки.

17.5. Минералогия алмазоносных россыпей

Общие замечания

Минералогия алмазоносных россыпей относится к наиболее сложной проблеме геологии месторождений алмазов. Несмотря на это, их россыпи вообще значительно хуже изучены по сравнению с его коренными источниками. Если же учесть, что практически почти все алмазоносные трубки или иные тела, содержащие алмазы, открыты по россыпям, то этот факт кажется особенно парадоксальным. В Индии, например, алмазы из аллювиальных россыпей добывались еще с доисторических времен, тогда как трубка Маджгаван – источник алмазов в россыпях – открыта лишь в 1930 г. В Южной Африке в 1867 г. в аллювии Оранжевой реки мальчиком D. Jacob был поднят первый алмаз; эта и последующие находки послужили причиной того, что уже в 1870 г. на реках Оранжевой и Ваал занимались добычей алмазов из аллювиальных россыпей около 50 тыс. человек, тогда как алмазоносные кимберлиты здесь были открыты значительно позже.

Трубка Мир в Якутии, как и вся Якутская алмазоносная провинция, открыты также по аллювиальным россыпям. Поиски алмазоносных источников на севере Европейской платформы развернулись после того, когда в прибрежно-морских отложениях были найдены минералы-индикаторы – спутники алмазов. В настоящее время в северо-восточной части Сибирской платформы открыта громадная алмазоносная провинция, где в качестве продуктивных объектов этого минерала выступают многочисленные россыпи, не увязывающиеся с найденными здесь кимберлитовыми трубками, которые отличаются крайне убогой алмазоносностью.

В юго-западной части Сибирской платформы экспедицией Ф. И. Холя (1960 г.) был открыт новый Чуно-Бирюсинский район развития россыпной алмазности. Установлены россыпи с обнадеживающими перспективами в долинах рек Чукша, Тарма, Уда и др.

Среди экзогенных месторождений алмазов в разных провинциях мира присутствуют практически все генетические типы: коры химического выветривания, элювиальные, делювиальные, аллювиальные, долинные, террасовые, прибрежно-морские россыпи. Но, к сожалению, как было отмечено, их исследованию придавалось мало значения, и я не ошибусь, если буду утверждать, что лучше всего оказались изученными россыпные месторождения алмазов северо-восточной части Сибирской платформы. Среди них могут быть названы россыпи алмазов Холмолоох, Биллях, Ыраас-Юрях, Гусиная и многие другие. В их числе промышленная Эбелляхская аллювиальная россыпь, протягивающаяся почти на 100 км.

Благодаря уникальным физико-химическим свойствам алмазы являются, пожалуй, единственным минералом, кристаллы которого в экзогенных условиях принимают участие в миграционных процессах, или, иными словами, — в россыпеобразовании с допалеозойского времени. Формирование минерального состава алмазности россыпей, иногда растягивающееся на сотни миллионов лет, детерминируется прежде всего устойчивостью этого минерала. Вероятно, какое-то значение имеет его полигенность и локализация коренных источников в структурах архейской консолидации. Последняя позиция, правда, нередко расширяется за счет кимберлитовой формации, местами проявляющейся в протерозойских подвижных поясах, а также в кратонах окраинных зон некоторых платформ, где они образуют нечто вроде периферии алмазности провинций.

Триада минеральных ассоциаций коренных источников алмазов

Кимберлиты, как, впрочем, и лампроиты, о чем говорилось выше, включают три доминантных минеральных комплекса, возникающих в эндогенную стадию образования этих пород: а) комплекс алмазов, б) комплекс индикаторных минералов — спутников алмазов, в) комплекс постмагматических минералов в кимберлитах и лампроитах. Однако этот ассоциированный с материнскими породами парагенезис, ввиду резко различных физико-химических свойств входящих в него минералов, в экзогенных условиях разваливается. В россыпеобразующем процессе минералы этих комплексов ведут себя по-разному. Их изучению посвящены фундаментальные труды Н. Н. Зинчука, А. Д. Харькива, Н. В. Соболева, В. Т. Подвысоцкого, З. В. Специуса, В. В. Зуенко, В. П. Афанасьева, В. М. Зуева, А. И. Крючкова, Э. С. Ефимова, В. И. Коптиля, В. С. Соболева, А. А. Кухаренко, Ю. Л. Орлова, Э. В. Бартошинского, А. А. Джардини, Е. Е. Мелтона, Д. И. Шульца, Д. М. Мак-Магона, Д. Е. Хагерти и др. Однако многие вопросы генезиса алмазов, формирования габитуса кривоугольных ромбододекаэдров, широко варьирующих поверхностей сложной конфигурации даже в пределах одной провинции далеко не решены, практически не изучено поведение спутников алмазов в разных

типах литогенеза и др. Различные аспекты образования алмазоносных россыпей и связь их с коренными источниками все еще остаются дискуссионными.

а). Алмазы имеют высочайшую физико-химическую устойчивость. Однако благодаря резкой энергетической контрастности термодинамических условий зоны образования кристаллов и поверхности Земли в россыпеобразующем процессе их устойчивость по некоторым параметрам снижается, что и приводит к изменению деталей эндогенной морфоструктуры драгоценных камней. Этот факт позволил авторам «Атласа морфологии алмазов России» [2000] заметить, что алмазы из кимберлитов и алмазы из россыпей – это не одно и то же. Изучение морфологии алмазов из кимберлитов и ксенолитов глубинных пород, а также из россыпей ряда провинций выявили главные типы гранной структуры кристаллов, дефекты, характер следов механического износа и признаки их древности.

Напомним, что согласно общепринятым представлениям алмазы до фиксации в кимберлитовой или лампроитовой застывшей породе проходят сложный процесс формирования габитуса кристаллов: а) кристаллизацию в очаговой высокобарической стабильной зоне и б) близкое к эпигенетическому травление или частичное растворение граней и некоторых деталей скульптуры первоначальной кристаллизации. Поскольку морфология алмазов необъятно разнообразна, полагаю уместным перечислить лишь те типы кристаллов, которые выделены В. П. Афанасьевым с соавторами [Атлас, 2000], опираясь на приведенные выше положения (а, б) их происхождения. Они следующие: октаэдры, переходные между октаэдрами и додекаэдроидами, ромбододекаэдроиды ламинарные, додекаэдры скрытоламинарные, тетрагексаэдроиды, кубоиды, тригонтриоктаэдроиды, комбинированные (октаэдр + ромбододекаэдроид + кубоид). Многочисленные исследования показали, что ведущей фигурой роста алмазов является октаэдр, в мелких классах гонеометрически устанавливаются распространенные кубы. В них доминируют кристаллы с углеродом δC^{13} (5–8%). По представлению В. В. Бескрованова [2000], онтогенетический цикл алмаза разделяется на три стадии: раннюю α , промежуточную β и заключительную γ и две дополнительных: на регрессивной стадии η образуется покровная оболочка, на измененной – ω округлые кристаллы. Но поскольку на каждой из стадии формирования кристаллов их рост может обрываться, то в результате в эндогенную историю возникает несколько кристалломорфологических семейств алмазов. Указанные авторы [Атлас..., 2000] на основании своих собственных исследований и с учетом классификации Ю. Л. Орлова, а также Дж. Харриса и др. выделяют IX разновидностей; а с включением в их число карбонатов и импактных алмазов – XI разновидностей. Несомненно, что в этой эмпирической классификации присутствует и генетический фактор.

Установлено, что алмазы центральных зон алмазоносных провинций представлены в основном плоскогранными и скульптурированными [Харьков и др., 1995] октаэдрами, ромбододекаэдрами и промежуточными морфологическими типами; среди включений в них резко преобладает ультраосновной парагенезис. В периферийных зонах провинций кристаллы алмазов присутствуют в виде двух типов: додекаэдроидов с ярко выраженными криволинейными гранями, группирующихся в более крупную фракцию (> 0,5 мм) и плоскогранных октаэдров, как правило, относящихся к более мелкой фрак-

ции (< 0,5 мм); в них среди включений возрастает роль эклогитового парагenezиса. Такое распределение как будто бы не нарушается даже тем, что все кимберлитовое семейство алмазоносных трубок разбивается по вмещающим породам (слабо литифицированные глинистые сланцы, терригенный комплекс, карбонатные породы, метаморфиты, изверженные породы) на несколько групп. Сказанное достаточно хорошо объясняет многообразие форм алмазов, однако оно, как замечено выше, далеко не в полной мере сохраняется в россыпных месторождениях.

б). Индикаторные минералы – спутники алмазов относятся к группе аксессуариев в кимберлитах и лампроитах или других алмазосодержащих породах. В их число входят гранаты, преимущественно пиропы, пикроильмениты, хромиты, хромдиопсиды, оливины, иногда магнетиты. К важным физико-химическим параметрам этих минералов относится плотность, как правило, превышающая 3,3 г/см³, твердость – от 900 кг/мм² у хромдиопсида и до 1350 кг/мм² у хромита (близкая к этой цифре у кварца – 1135), у алмаза она на порядок выше – 10 066 кг/мм²; физико-механическая устойчивость их также колеблется – от средней у хромдиопсидов и пикроильменитов и до высокой у всех остальных.

Однако ни один из этих индикаторных минералов уже в эндогенных условиях не сохраняет идеальных кристаллографических форм, приобретенных в магматическую стадию их образования. В кимберлитовых расплавах, а затем в гидротермальную стадию эволюции этих пород форма минералов – спутников алмазов приобретает специфические черты. Они определяются тем, что многие индикаторные спутники алмазов вследствие термодинамических изменений режима эволюции кимберлитов или лампроитов подвергаются расстрескиванию, приобретают сложную сеть микротрещин, которые возникают в результате резко возрастающего внутреннего напряжения в кристаллах, возбуждаемого газово-жидкими микровключениями из-за падения внешнего давления при раскрытии диатремы. Часто это напряжение, разряжающееся взрывом, приводит к распаду кристаллов на отдельные осколки, что особенно характерно для пиропов. По трещинкам формируется сложный микрорельеф. На пикроильменитах происходит нарастание каемок более магнезиального пикроильменита, образуются магнетитовые оторочки, развивается процесс лейкоксенизации и т. д. На хромшпинелидах в послемагматической среде возникает сложная корродированность граней со специфическим узором, отличным от коррозии этих минералов в экзогенной среде.

В лампроитах перечисленные индикаторные минералы в послемагматическую стадию их эволюции дополняются диопсидом, титанистым флогопитом, рихтеритом, прайдеритом, щербаковитом, вэдитом, рутилом, анатазом, сфеном и т. д.

в). Послемагматические минералы кимберлитов отличаются большим разнообразием. Среди них выявлены силикаты – хризотил, лизардит, антигорит, хлорит, флогопит, вермикулит, тальк, монтмориллонит, сепиолит, таумасит; карбонаты – кальцит, доломит, арагонит, пироаурит, шортит, стронцианит, магnezит, хантит; оксиды и гидрооксиды – магнетит, гематит, гётит, амакинит, кварц, халцедон; сульфиды – халькопирит, точилит; сульфаты – ангидрит, гипс, целестин; барит, эпсомит, метабазалюминит, брошантит; га-

логениды – галит; фосфаты – франколит; бораты – екатеринит, ферросайбе-
лиит. Эти минералы (Зинченко, 1988 г.) обычно группируются в парагенетиче-
ские ассоциации с серпентином, оксидами железа и кальцитом. Нетрудно по-
нять, что значительная часть их возникла в результате гидролиза силикатов и
на последней стадии формирования алмазоносных кимберлитовых труб.

Минералы россыпей

Таким образом, кимберлитовый или несколько отличный от него лам-
проитовый профиль минерального состава при вскрытии эрозионными про-
цессами алмазоносных тел на дневной поверхности включает, как сказано
выше: алмазы, индикаторные минералы и послемагматический минеральный
комплекс. В силу резко различных физико-химических свойств минералы
этих ассоциаций, фиксирующиеся в элювиальных россыпях, сохраняют «эн-
догенные» соотношения в течение некоторого времени лишь в аридной и от-
части в перигляциальной зонах. В гумидном поясе кластогенный материал
элювия подвергается энергичной химической переработке, в первую очередь
разрушается послемагматическая ассоциация минералов, часть продуктов
этого разрушения идет на образование новых минералов, а другая в раство-
римой форме мигрирует за пределы рудных полей, сокращая объем класто-
генных пород, что приводит к обогащению формирующейся элювиальной
россыпи алмазами и устойчивыми к выветриванию их индикаторными спут-
никами. При переходе элювиальных россыпей в делювиально-аллювиальную
стадию в гумидном поясе сохраняется лишь ассоциация разновидностей ал-
мазов и некоторые, в какой-то мере измененные индикаторные их спутники,
к ним присоединяются вновь образовавшиеся в экзогенных условиях мине-
ральные фазы. Парагенезис алмазиндикаторных минералов полностью разде-
ляется лишь в ходе длительных и сложных миграционных процессов, когда
он проходит различные стадии делювиально-аллювиального россыпеобразо-
вания, или в литоральной зоне, при формировании прибрежно-морских рос-
сыпей, где устойчивые спутники алмазов подвергаются значительному меха-
ническому износу, вплоть до полного разрушения; при образовании дефля-
ционных россыпей формируется совершенно новый парагенезис рудных ми-
нералов. Например, тиманская девонская алмазоносная россыпь Ичетью
кроме алмазов и золота содержит в заметных количествах ильменорутил,
ильменит, колумбит, монацит, циркон, куларит и др. Ее алмазы по морфо-
логическим особенностям относятся к бразильскому или уральскому типу.
Несмотря на многолетнюю эксплуатацию этих россыпей, коренные источни-
ки алмазов до сих пор неизвестны.

Проблема износа индикаторных минералов в россыпеобразующем про-
цессе достаточно полно рассмотрена А. Д. Харьковом с соавторами [1995],
причем всесторонне проанализировано их поведение со степенью износа в ас-
пекте использования их в практических целях: при поисках коренных источ-
ников алмазов. Авторы предложили при поисковых работах пользоваться сле-
дующей шкалой убывания абразионной устойчивости минералов: *алмаз–цир-
кон–хромшпинелид–пироп–пикроильменит–оливин–титанклинозумит–хромдиопсид–*

апатит–флогопит–серпентин–сапонит. Однако следует заметить, что концепция авторов основана на фактическом материале поведения минералов в перигляциальной зоне, в субполярной физико-географической обстановке. В гумидных же условиях, где образование элювия протекает параллельно с химической переработкой алмазосных пород, возникает кора химического выветривания, в которой вместе с алмазами остаются наиболее устойчивые к гипергенным процессам минералы, одним из них будет пироп. Этот минерал при дальнейшем развитии россыпеобразующего процесса, переходя в аллювиальную и литоральную стадии, может вместе с алмазами, медленно разрушаясь, сохраняться в течение длительного времени.

Древность алмазосных россыпей

Во многих алмазосных провинциях мира наиболее древние россыпи объединяются в докембрийскую группу со специфическим минеральным составом; в них алмазы отличаются широким спектром признаков износа. Например, по данным В. П. Афанасьева с соавторами [2000], в россыпях якутской алмазосной провинции присутствует три группы алмазов, источник которых не установлен. Возраст россыпей, площадь их распространения и характер изменений этих алмазов позволили авторам отнести их к мезозойской эпохе россыпеобразования, увязав этот процесс с восходящими движениями Анабарской антеклизы, которыми были выведены на поверхность докембрийские россыпи. Об этом свидетельствуют повышенная изношенность алмазов, не достижимая, как считают авторы, в фанерозойских обстановках россыпеобразования, а также комплексе «признаков древности» алмазов. Приведенные данные послужили основанием полагать, что коренные источники алмазов имели докембрийский возраст.

А. А. Джиардини и Е. Е. Мелтон возраст одного арканзасского алмаза по изотопам $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ оценили в 3,1 млрд лет, другого из той же провинции по К-Аг-методу в 4,5 млрд лет, что свидетельствует о докембрийском возрасте коренных источников этих алмазов. Уже в то время они служили источником алмазов в россыпях, формировавшихся в допалеозойское время.

18. ВОЗРАСТ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

18.1. О понятии «возраст россыпи»

В настоящее время в литературе существует два подхода к определению понятия возраста металлоносных отложений (россыпей), в связи с чем по-разному трактуется и смысл термина «россыпь».

подавляющее большинство специалистов, занимающихся проблемами стратиграфии и литологии, придерживаются мнения, что россыпь любого полезного ископаемого, как геологическое тело, сформировавшееся в определенный геологический период, датируется временем ее образования. Такой

подход отвечает основным принципам стратиграфического расчленения осадочных толщ, независимо от того, включают они или не включают полезное ископаемое.

Однако в разное время были опубликованы статьи, в которых в понятие возраста россыпей вкладывался иной смысл, их возраст предлагалось определять временем сегрегации (отделения) рудных минералов от жильного материала в элювиальную стадию процесса. Здесь под возрастом россыпей понимается время элювиального преобразования коренных источников, совпадающее с образованием элювиальных россыпей и в какой-то мере близкое к возникновению делювиальных и солифлюкционных месторождений. Возраст аллювиальных россыпей также предлагается определять началом элювиального процесса (т. е. временем высвобождения рудного вещества из коренных источников) независимо от того, насколько во времени от него оторвано образование собственно аллювиальных россыпей, в том числе таких их генетических представителей, как долинные, террасовые и др.

Впервые с такой идеей выступил, пожалуй, Ю. Н. Трушков [1949]. Он полагал, что на Северо-Востоке Азии историю россыпей следует рассматривать с конца юры, т. е. с того периода, когда на поверхность были предположительно выведены и подвергались экзогенной деструкции коренные источники золота – его рудные месторождения. Время высвобождения золота, попавшего в последующем в аллювиальные россыпи, по его мнению, и должно датировать возраст россыпей. Эти представления, будучи нечетко сформулированными, тогда не привлекли внимания. Несколько позднее А. В. Хрипков [1963], повторяя высказывания Ю. Н. Трушкова, подчеркивал, что россыпью следует считать «скопление обломков полезного ископаемого среди продуктов выветривания» [с. 24].

Опираясь на недостаточно четкие взгляды этих авторов, С. С. Лапин [1965] полагает, что возраст россыпей золота – это «отрезок геологического времени, в течение которого произошло отделение золотин от коренных источников и попадание их в зону делювиального или аллювиального сноса обломочного материала, образующегося от разрушения коренных пород» [с. 99]. Развивая свою мысль, автор ставит вопрос: «...Правильно ли принимается за возраст россыпей возраст несравнимо более молодых вмещающих их обломочных пород, являющихся по отношению к золоту случайными (? – Н. Ш.) спутниками, присоединившимися к нему в последнюю стадию переформирования (переотложения) россыпей?» [там же, с. 101]. Такой подход к вопросу о возрасте россыпей неизбежно приводит С. С. Лапина к следующему выводу: «...может оказаться, что мезозойские россыпи являются на самом деле палеозойскими, а третичные – мезозойскими или тоже палеозойскими. Большинство четвертичных россыпей, т. е. в современных долинах и связанных с четвертичными породами, возможно, окажутся мезозойскими, или третичными, или еще более древними, ...истинно четвертичных россыпей... окажется не так уж много, и это будут преимущественно небольшие элювиально-делювиальные и ложковые россыпи» [там же, с. 101–102].

Итак, россыпью С. С. Лапин считает только золото, а образующие продуктивное геологическое тело осадочные (кластогенные – в случае аллювиальных месторождений) породы объявляет «случайными» спутниками, при-

соединившимися к золоту в последнюю стадию переформирования (переотложения) россыпей. В самом утверждении очевидно отсутствие элементарной логики: С. С. Лапин, с одной стороны, называет россыпью только золото, с другой стороны, говоря о последней стадии переформирования россыпей, имеет в виду уже некое геологическое тело, под воздействием внешних факторов подвергающееся преобразованию.

Допустим, возраст россыпей определяется, как полагает С. С. Лапин, временем мобилизации рудного вещества из коренных источников. В этом случае высвободившиеся из них рудные минералы должны пройти длительный путь миграции к аллювиальному месторождению, которое, в свою очередь, претерпевает неоднократные преобразования, например, по схеме: русловая–долинная–террасовая–водораздельная россыпи и снова русловая россыпь–долинная россыпь и т. д. Каким же образом русловую россыпь, возникшую в новом цикле, можно датировать временем высвобождения, например, самородного золота из коренных источников? Рудные минералы, как и золото, в россыпях безлики по отношению к своей гипергенной истории. На них не остается временных следов пребывания в элювиальной, делювиальной, русловой, долинной, террасовой, снова русловой, долинной и новой террасовой россыпях. «Путешествие» россыпеобразующих минералов действительно может растягиваться на целые геологические эпохи, причем без существенного смещения россыпей в пространстве. В каждой из названных россыпей золото (как и все другие рудные минералы, парагенетически с ним связанные) является продуктом дифференциации минерального вещества, не больше. В ходе дифференциации возникают разновозрастные и полифациальные россыпи, которые, согласно С. С. Лапину, должны одинаково датироваться временем высвобождения рудного вещества из коренных источников.

В россыпеобразующем процессе, представляющем одну из сторон континентального литогенеза, рудные минералы – такой же равноправный компонент кластогенного или гипергенного материала, как и породообразующие минералы. Они концентрируются совместно в соответствии с законами гидродинамики и выделяются среди породообразующих минералов лишь своими индивидуальными свойствами, к которым относится и гипергенная устойчивость (значение их константы выше, чем у большинства породообразующих минералов, слагающих промышленный пласт). Поэтому возраст россыпи любого генетического типа должен определяться интервалом времени, в котором протекает единственное событие – формирование промышленного пласта и перекрывающих его пустых пород (торфов).

18.2. Рельеф и возраст россыпей

Россыпные месторождения различных полезных ископаемых образуются в континентальных условиях в ходе развития рельефа, поэтому время их образования следует коррелировать не вообще с рельефом и тем более с гипергенной переработкой коренных источников, как полагает С. С. Лапин, а лишь с теми разновозрастными элементами рельефа, формирование которых сопровождалось литогенетическими россыпеобразующими процессами. Ме-

сторождения, следовательно, должны контролироваться фациями, возникающими в «результате деятельности, – как справедливо подчеркнул И. П. Карташов [1963], – одного процесса или сочетания процессов (гетерогенной фации) в одинаковых геоморфологических условиях и ассоциирующихся с одинаковыми формами или стадиями развития рельефа» [с. 68].

Все многообразие форм рельефа (денудационный, флювиальный, криогенный, гляциальный, флювиогляциальный, карстовый и пр.) легко свести к двум типам: деструктивному и аккумулятивному. Понятно, что деструктивные формы рельефа могут сопровождаться автохтонными россыпями, образующими преимущественно месторождения благородных металлов (семейство элементов), тогда как с аккумулятивными связаны аллохтонные, к которым относятся многочисленные месторождения россыпеобразующих минералов из семейства простых и сложных оксидов, вольфраматов, силикатов и др.

Возрастные соотношения россыпей с деструктивным рельефом устанавливаются по континентальным толщам, формирующимся одновременно с выработкой соответствующих морфоскульптур. Эти толщи выполняют депрессии или возникающие одновременно с ними другие аккумулятивные формы, где ведущую роль играют стратифицированные фации, как бы кодирующие главнейшие этапы и условия развития рельефообразующих процессов, а также качественные особенности континентального литогенеза. По этим толщам определяется возраст аллохтонных россыпей и косвенно – автохтонных, хотя главнейшие события в развитии рельефа часто отчетливо фиксируются и в других его элементах, например в поверхностях выравнивания, террасах и др. Поэтому выявление с помощью детального геоморфологического анализа поверхностей выравнивания, скрытых террас позволяет устанавливать временные связи россыпей и рельефа.

В горно-складчатых областях, если к ним приурочены рудные провинции, наблюдается широкий спектр россыпей. Они коррелируются с различными по возрасту и генезису морфоструктурами. Подобными особенностями характеризуется, например, Уральская рудная провинция.

Здесь Среднеуральский регион [Борисевич, 1968] имеет сложную длительно развивавшуюся поверхность, в которой прослеживаются по меньшей мере четыре ступени, отражающие этапы пенепленизации страны в прошлом: позднепермский, среднетриасовый, позднеюрский–раннемеловой и олигоцен-миоценовый (рис. 18.1). В плейстоцен-голоценовое время эти поверхности подвергались интенсивной переработке денудационными и эрозионными процессами; по-видимому, по этой причине наблюдается их некоторое сокращение в направлении от молодых к древним. Наиболее сохранившаяся – позднеюрская–раннемеловая поверхность выравнивания. Она особенно сильно развита на Среднем Урале, в его южной части и в центральной зоне Уфимского амфитеатра, где, как и в других районах Урала, к ней приурочена довольно мощная толща переработанных гипергенными процессами пород. С отложениями именно этой поверхности выравнивания связаны в сильной степени переработанные гипергенезом аллювиальные россыпи золота и платины (рис. 18.2). Вообще, как в свое время показал И. С. Рожков [1939а, б; и др.], а затем и А. П. Сигов [1965], на Урале аллювиальные россыпи сохранились на многих оставшихся неразрушенными участках прежних поверхностей выравнивания.

Необходимо отметить, что более или менее сходная геоморфологическая обстановка имеет место и в Енисейском крае [Рожков, 1945 и др.], а также во многих других рудных провинциях.

В пределах Уральской горно-складчатой области ведущее значение по количеству сконцентрированного металла все же имеют четвертичные россыпи, образованные в долинах, расчленяющих разновозрастные поверхности выравнивания. Это свидетельствует о широком развитии и интенсивности в этой провинции в четвертичном периоде эрозионных процессов, переработавших различные формы древнего рельефа вместе с приуроченными к ним россыпями. Процесс сопровождался образованием в молодых долинах аллювиальных месторождений. Таким образом, в четвертичное время параллельно с обновлением рельефа Уральской рудной провинции происходило формирование аллювиальных месторождений благородных металлов (золото, платиноиды) того же возраста.

Деструктивным и аккумулятивным формам рельефа принадлежит в развитии россыпей весьма различная роль.

Формирование деструктивного рельефа сопровождается разрушением коренных источников, поэтому в целом — это зона отбора и мобилизации рудного вещества. Однако от общей линии имеются и отклонения. Например, образование плоских водоразделов



Рис. 18.1. Схема распространения денудационных поверхностей выравнивания Среднего Урала [Борисевич, 1968]: 1 — верхнепермская; 2 — средне-триасовая; 3 — верхнеюрско-нижнемеловая; 4 — олигоцен-нижнемиоценовая; 5 — долины рек четвертичного возраста; 6 — уступы, разделяющие поверхности выравнивания различного возраста



Рис. 18.2. Историко-геологическое положение золото-платиновых россыпей на Урале [Сигов, 1965]: 1 – мезозойские эрозивно-структурные депрессии, 2 – современные реки, 3 – доплиоценовые россыпи, 4 – россыпи плиоцен-четвертичного возраста

или поверхностей выравнивания сопровождается процессами, носящими двойственные черты: с одной стороны, им действительно сопутствует гипергенная переработка коренных источников и отбор россыпеобразующих минералов (деструктивный процесс), с другой – это зона элювиальной (кора выветривания) и делювиальной аккумуляции. Образующиеся в этой зоне при известных тектоно-геоморфологических условиях россыпные месторождения, как показано выше, являются одновозрастными с теми формами рельефа, с которыми они генетически связаны.

Формирующиеся аккумулятивные формы рельефа – зона концентрации рудного вещества, хотя в известных физико-географических условиях (перигляциальный пояс) здесь продолжается процесс его вскрытия и отделения от жильного материала минералов, т. е. их отбор и накопление вместе с теми фракциями, которые поступили в эту зону в свободном состоянии. Нетрудно понять, что возраст россыпей в этой зоне будет соответствовать тому времени, в течение которого произошло формирование аккумулятивных форм рельефа, точнее, рыхлого материала, включающего толщи стратифицированных пород, свиты, горизонты и т. д.

Возникшие в ранние этапы развития формы рельефа, а также отложения и россыпи в последующую геологическую историю перерабатываются: формируются новые, более молодые формы рельефа и рыхлые отложения, представленные фациями разного происхождения, а также полифациальные россыпные месторождения. Однако в процессе таких сложных преобразований поверхности всегда существует вероятность и сохранения древних элементов рельефа, а также связанных с ними континентальных отложений и россыпей. Вследствие этого в различных зонах рельефа россыпные месторождения распределяются по-разному. Примером подобной неравномерности распределения могут служить оловоносные россыпи Северо-Востока Азии (рис. 18.3).

В эволюции металлоносных провинций может наступить и такой этап, когда россыпи вообще утрачивают связь с рельефом. Это происходит в случае, если продуктивные формации и фации вовлекаются тектоническими движениями в складчатые процессы и входят в состав структурных форм земной коры.

В свое время мною была проанализирована зависимость золотоносных россыпей от рельефа для Яно-Колымского пояса (Северо-Восточная рудная провинция). Интенсивность переработки древних морфоструктур в этой части Азиатского материка находит выражение в широком развитии элювиальных, делювиальных и солифлюкционных россыпей. Характер эволюции ее

поверхности отражается в повсеместном распространении таких россыпей, как русловые, шеточные, отчасти косовые, формирование которых связано с общим поднятием региона, сопровождающимся увеличением энергии рельефа и усилением его контрастности. Отмеченные закономерности можно проиллюстрировать графиком (см. рис. 10.5), на котором видно, что от долинных россыпей к террасовым и от низких террас к высоким, а также от молодых к более древним проявляется тенденция резкого уменьшения количества россыпей, приуроченных к тем формам рельефа, которые подвергались разрушению благодаря общей переработке поверхности в четвертичный период. Однако если рассматривать распределение месторождений (запасов) с учетом их возрастного положения, т. е. расположить их в строгом соответствии со стратиграфической шкалой четвертичных толщ, то кривая приобретает несколько иной вид: к оси абсцисс она полого наклонена, тогда как вправо вдоль оси ординат продолжается почти параллельно. Это объясняется тем, что в группе древних россыпей вместе с террасовыми присутствуют и долинные (погребенные), общий баланс которых сглаживает правую ветвь кривой. Разумеется, каждой россыпной провинции соответствует только ей присущее соотношение этих кривых. Правильное тектоно-геоморфологическое и металлогеническое истолкование их является одним из важных аргументов прогнозирования.

Рассмотренные возрастные соотношения между рельефом, его элементами (формами) и различными по происхождению россыпями отражают лишь наиболее общие закономерности. В действительности связи россыпных месторождений с рельефом многообразнее и сложнее. В каждом отдельном случае изучение тектоно-геоморфологической истории рудных провинций позволяет вскрывать закономерности распределения россыпей и заключенных в них запасов во времени и в связи с разновозрастными элементами рельефа.

18.3. Формационный и фациальный состав отложений и возраст россыпей

Отличительной чертой россыпных месторождений различных минералов и металлов является их разновозрастность и полифациальность. В сущности, нельзя выделить, как это можно сделать для угленакопления, в истории нашей планеты такие эпохи, которые представлялись бы насыщенными россыпеобразованием или, напротив, отличались бы отсутствием этого процесса, хотя, начиная от архея и протерозоя и кончая голоценом, собственно промышленных месторождений значительного масштаба не так уж много. Более того, если не учитывать Витватерсранд, единственное среди до сих пор известных месторождений, обладающее уникальными параметрами, то наи-

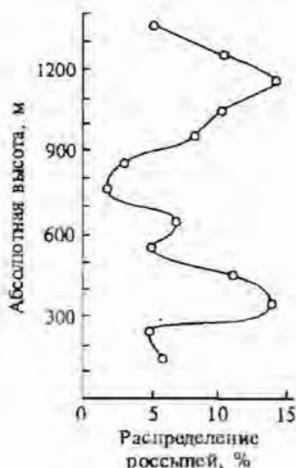


Рис. 18.3. Распределение оловоносных россыпей в различных гипсометрических зонах рельефа на Северо-Востоке Азии

большее число месторождений приходится на самые поздние этапы развития поверхности планеты. Это объясняется, во-первых, тем, что образование россыпей происходит при сочетании целого ряда факторов: наличии россыпеобразующих коренных источников, соответствующем типе литогенеза, благоприятных рельефообразующих процессах, при условии длительного, соизмеримого с геологическими эпохами, времени сохранения сформировавшихся россыпей; и, во-вторых, тем, что максимальная концентрация россыпей, связанных с наиболее молодым рыхлым покровом Земли, является следствием многократной переработки в прошлом денудационными и флювиальными процессами поверхности планеты или ее отдельных структурных зон.

Общеизвестный (опубликованный разными авторами) материал свидетельствует, что к наиболее древним месторождениям золота, возникшим в континентальных условиях как россыпи (хотя такой их генезис иногда оспаривается), относятся докембрийские месторождения. Это Эльдорадо-Банкет в Южной Африке, связанное с континентальными молассами (золотоносные конгломераты), и Бланд-Ривер в Канаде, приуроченное к существенно терригенным формациям Канадского щита. Подобные формации аналогичного возраста, характеризующиеся слабой золотоносностью, или близкие к ним (терригенные фации в ассоциации с железистыми, кремнистыми и другими формациями) встречаются и на других континентах. Однако их промышленное значение до сих пор еще никем не доказано.

Более молодые месторождения – Витватерсранд и Тарква в Африке и Жакобина в Южной Америке (см. разд. 4) – также связаны с существенно терригенными континентальными формациями. Уникальное месторождение Витватерсранд сформировалось в позднем докембрии в ходе развития россыпеобразования в континентальных условиях. Оно нередко побуждает к поискам подобных промышленных объектов на других континентах. Близкие по возрасту формации, в которых установлена слабая металлоносность, прослеживаются в южном обрамлении Сибирской платформы. Однако их фациальный состав в ряде случаев показывает более четкие черты аллохтонности в противоположность, например, ярко выраженной автохтонности Витватерсранда. Между прочим, именно этот признак позволяет считать вероятным участие разнообразных процессов в образовании крупнейшего в мире месторождения, что должно учитываться при определении перспектив обрамления Сибирской платформы.

С позднекембрийскими конгломератами Центрально-Американской платформы связано месторождение Блек-Хиллс. В нем золото отличается значительным количеством крупных фракций, что не оставляет сомнения в автохтонном образовании россыпи, для которой коренными источниками служили породы докембрия, слагающие ядро поднятия.

На о-ве Тасмания присутствуют золотосодержащие конгломераты раннего палеозоя. Судя по осмотренным мною на этом острове разрезам, отложения обладают большим сходством с терригенными фациями формаций геосинклинальных прогибов и должны оцениваться с учетом указанных особенностей. Раннепалеозойские золотоносные молассы встречаются и на других континентах, однако по всем данным перспективы их металлоносности ограничены.

В различных складчатых поясах и на молодых платформах встречаются золотоносные конгломераты или метаморфизованные россыпи более молодого возраста, но они не имеют большого значения. Данные о них обобщил Ю. П. Ивенсен [1965], который связывает эти отложения с палеозойскими и мезозойскими межгорными и краевыми прогибами, выполненными континентальными и прибрежно-морскими формациями. В Предуральском краевом прогибе отложения раннепермской молассы включают конгломераты, возникшие, как считает Ю. П. Ивенсен, в результате внутренних поднятий Уральской геосинклинали. Они содержат кластогенные зерна золота и платины. Однако промышленные скопления этих минералов не обнаружены. Раннепермские конгломераты установлены и на Северном Кавказе. Они входят в состав красноцветной молассовой формации и содержат в отдельных случаях заметные концентрации золота. Образование этих формаций также связывают с внутренними поднятиями геосинклинали. Входящие в состав красноцветной молассы конгломераты с невысоким содержанием золота встречены в наложенных впадинах Чешского массива. Они принадлежат пермскому возрасту и отличаются типичными чертами континентальных фаций.

Заслуживают внимания прибрежно-морские отложения с базальными золотосодержащими конгломератами палеозойского (пермь-карбон) возраста, выполняющие Восточно-Австралийский прогиб. Базальные конгломераты или серии осадочных пород с кластогенным золотом встречены во многих молассовых формациях различных мезозойских краевых прогибов, однако сколько-нибудь значительных месторождений, связанных с ними, пока не установлено. Это прибрежно-морские отложения окраин платформ, аллювиальных прибрежных равнин, приподнятых краевых массивов и т. д. Некоторые из них могут рассматриваться как объекты поисково-разведочных работ. Проявления золотоносности наблюдаются в кайнозойских молассовых формациях таких краевых прогибов, как Предкарпатский, Предпамирский, Предкунылуньский и др. Вместе с тем терригенные фации формаций этих прогибов не содержат заметных концентраций золота, представленного, как правило, мелкими классами, что указывает на аллохтонное происхождение россыпей.

В свете рассматриваемой проблемы исключительный интерес представляют широко развитые алмазонасные аллювиальные россыпи северо-восточной части Сибирской платформы (Лено-Анабарское междуречье). Наиболее богатой (ураганные содержания) алмазонасностью отличаются врезающиеся в коренные породы участки русел, контролируемые фрагментами размываемых речной сетью неоген-четвертичных отложений, обогащенных теми же алмазами с пиропом, которые образуют четвертичные аллювиальные россыпи. Проследживается сложная связь неоген-четвертичных продуктивных отложений с породами прибрежно-морских фаций триасового возраста. В последних присутствуют алмазы неустановленного коренного источника, по всем признакам обладающие сходством с алмазами неоген-четвертичных и четвертичных россыпей.

Приведенный фрагментарный обзор металлоносности молассовых формаций как аллохтонных, так и автохтонных фаций, укладываемых в интер-

вал геологического времени от протерозоя до позднего мезозоя или даже кайнозоя, по существу заканчивает характеристику россыпей, не имеющих связи с рельефом современной поверхности соответствующих структурных зон. Это, как правило, металлоносные конгломераты, в той или иной степени метаморфизованные, что нередко вызывает споры об истинности их континентального осадочного происхождения.

Начиная с поздней юры металлоносные континентальные отложения (Урал, Кузнецкий Алатау, Салаир, Енисейский кряж и др.) приурочены к образованиям рыхлого покрова, в той или иной степени связанного с древними формами рельефа. Эти россыпи, или по крайней мере их большая часть, возникли на ранних и поздних этапах развития платформ и их стабильных зон или на самых поздних этапах развития активизированных областей платформ, как считает Ю. П. Ивенсен. В числе последних – крупнейшая россыпная провинция Калифорнии, где сосредоточены эоцен-миоценовые россыпи, связанные с галечниковыми отложениями, впоследствии перекрытыми лавами. Подобные условия залегания россыпей наблюдаются и в других рудных провинциях мира. Это относится, например, к третичным россыпям Аляски, Австралии, возможно Сихотэ-Алиня и др.

Широко развиты четвертичные россыпи платины, золота, алмазов и других минералов, повсеместно связанные с аллювием современной речной сети. Источниками их питания были коренные месторождения или более древние россыпи, подвергавшиеся в неотектонический этап формирования поверхности планеты разрушению, переработке и переотложению рудного вещества в речные долины, расчленявшие древние формы рельефа.

Из приведенных самых общих данных о возрасте россыпей видно, что их образование происходило в связи с континентальными молассами на протяжении всей истории развития поверхности планеты. Наибольшие перспективы в отношении россыпной металлоносности имеют терригенные фации, обладающие резко выраженными чертами автохтонности. Древние россыпи, подвергавшиеся метаморфизму, не сохранили связи с рельефом поверхности. Кайнозойские и отчасти мезозойские россыпи тесно связаны с древними или с современными формами рельефа, формирование которого в неотектонический этап эволюции материков сопровождалось образованием аллювиальных толщ и связанных с ними россыпных месторождений.

18.4. О соотношении понятий «россыпь» и «россыпное месторождение»

В геологической литературе, геолого-поисковом деле и практике горного производства широко применяются два понятия: «россыпь» и «россыпное месторождение». Очень часто их употребляют как синонимы, но нередко им придают различный смысл.

В «Геологическом словаре» [1978] термин «россыпь» рассматривается как синоним термина «россыпное месторождение». Ю. А. Билибин [1963], исходя из принципа, что «всякое состояние трехмерного тела или пространства есть не что иное, как сечение во времени четырехмерного процесса его измене-

ния» [с. 9], под россыпью понимал «рыхлые или сцементированные скопления обломочного материала, содержащие в виде обломков же то или иное полезное ископаемое» [с. 16]. По-видимому, он отождествлял понятия «россыпь» и «россыпное месторождение».

Применение этих терминов усложняется еще и тем, что на практике используются понятия «промышленная россыпь», «непромышленная россыпь» и, наконец, недавно мною введенное в геологии россыпей и хорошо прижившееся в практике понятие «россыпное проявление». Отождествление понятий «россыпь» и «россыпное месторождение», а также указанная выше путаница в трактовке терминов «россыпь» и «возраст россыпи», допускавшаяся С. С. Лапиным, А. В. Хрипковым, Ю. Н. Трушковым и другими, вынуждают остановиться на этом вопросе, тем более что он имеет определенное значение в оценке месторождений, при подсчете запасов, в организации горных работ и т. д.

С моей точки зрения, под *россыпью* следует понимать отложения обломочного или тонкого гипергенного материала, содержащего определенные концентрации одного или комплекса минералов в пределах какого-то горизонта, иногда перекрытого пустыми породами (торфами) той или иной мощности. Россыпи могут быть промышленными или непромышленными, но в связи с техническим прогрессом непромышленные могут переходить в категорию промышленных.

Россыпным месторождением, по-моему, следует называть комплекс генетически единых россыпей с однотипной геологической, минералогической и морфологической характеристикой. Месторождение – это сложное образование, состоящее из элементарных россыпей одного генетического типа, однако оно может включать и разновозрастные россыпи (например, аллювиальные долинные и террасовые россыпи одной долины), объединенные единым геологическим контуром и чаще всего образованные в пределах одного рудного поля. В образовании россыпных месторождений время, в течение которого развивается россыпеобразующий процесс, заканчивающийся формированием «трехмерного тела», растягивается по сравнению с тем временем, которое требуется для образования элементарной россыпи, хотя генетическая природа процесса в том и другом случае одинакова.

Россыпное проявление в общем случае не является промышленным. Термин «россыпное проявление» указывает на то, что на данной территории в большей или меньшей мере зарождались россыпеобразующие процессы, но по тем или иным причинам они не приводили к образованию таких концентраций минералов, которые по своему масштабу могли быть отнесены к промышленным. На фоне широко развитых россыпных проявлений всегда могут возникнуть россыпи и россыпные месторождения, что позволяет рассматривать районы распространения россыпных проявлений в качестве перспективных для поисков промышленных объектов.

Мне думается, что такое толкование смысла терминов «россыпь», «россыпное месторождение» и «россыпное проявление» упорядочит обозначенные ими понятия, внесет необходимое единообразие в их трактовку и использование специалистами разного профиля.

Схема классификации россыпных

				Классификационные	
Генетический			Морфологический		
Тип, подтип		Вид		Форма	Строение
Элювиальные	Околодайки			Вытянутые или неправильной формы контуры, гнездовые	Весьма невыдержанные
	Околожилы			Изометричные или неправильной формы контуры	
	Околоштокверковые (включая зоны прожилковых и минерализованных дробленых пород)			Неправильной формы контуры	
Делювиальные	Склоновые			Вытянутые контуры	Невыдержанные
Солифлюкционные	Делевые			Лентообразные залежи	
	Шлейфовые			Гнездовые	
Делювиально-аллювиальные, аллювиально-делювиальные		Ложковые, распадковые, террасо-увальные		Гнездовые	
Аллювиальные	Пойменные	Косовые		Лентообразные, четковидные, гнездовые	Средней выдержанности
		Щеточные		Гнездовые	Весьма невыдержанные
		Русловые		Изометричные	Средней выдержанности
		Долин-ные	Эрозионных долин с нормальной мощностью аллювия, погребенных каньонов и тектонических впадин, областей древнего оледенения	Пластовые, сложные, лентообразные, изометричные, четковидные, гнездовые	Хорошо выдержанные, средней выдержанности
	Внепойменные	Террасовые	Планиформных террас	Пластовые, сложные, лентообразные, изометричные, линзовидные, гнездовые	Хорошо выдержанные, средней выдержанности, весьма невыдержанные
			Деформированных террас		
		Водораздельные (россыпи приподнятой прежней речной сети)		Пластовые, сложные, гнездовые, четковидные	Весьма невыдержанные, средней выдержанности
Равнин или низменностей			Пластовые, сложные, изометричные	Хорошо выдержанные	
Ледниковые		Моренные		Гнездовые	Весьма выдержанные
		Флювиогляциальные			
Озерные		Пляжевые		Пластовые, линзовидные	Средней выдержанности
		Террасовые			
Литоральные (прибрежно-морские)		Донные		Пластовые, изометричные	Хорошо выдержанные, средней выдержанности
		Пляжевые			
		Террасовые		Пластовые, лентообразные	Средней выдержанности
Субаквальные шлейфовые		Донные		Пластовые	Различной выдержанности
Золотый		Собственно золотые			
		Дефляционные			Выдержанные, струйчатые
Техногенные		Остаточные целиковые		Контуры неправильной формы, гнездообразные	Весьма невыдержанные
		Отвалы			

месторождений полезных ископаемых

ряды		Возрастной	
Размер	Крупность минералов	Стратиграфическое положение	Отношение к рельефу
Большие, средние	Различные классы крупности	От голоценовых до юрских	На водоразделах
Небольшие, мелкие			
Большие, средние			
Небольшие, мелкие		Голоценовые, верхнеплейстоценовые	На склонах
Мелкие		Голоценовые	
Небольшие, мелкие			От голоценовых до юрских
Мелкие		От голоценовых до юрских	На склонах и в долинах от низкогорного до среднегорного рельефа
Средние, небольшие	Весьма мелкие, мелкие и средние классы минералов с крупными и весьма крупными самородками	Голоценовые	В долинах средне- и низкогорного рельефа
Мелкие			
Средние, небольшие			
Очень большие (уникальные), большие, средние, небольшие, мелкие		Голоценовые, верхнеплейстоценовые ледниковые, верхнеплейстоценовые межледниковые и доледниковые (неогеновые, палеогеновые, меловые, юрские)	В долинах горных рек, на низменностях
Большие, средние, небольшие, мелкие		Верхнеплейстоценовые (межледниковые), нижнеплейстоценовые (доледниковые), неогеновые, палеогеновые, меловые, юрские	В долинах и на склонах преимущественно средне- и низкогорного рельефа
Большие, средние, мелкие		Голоценовые, неогеновые и палеогеновые, меловые, юрские	Приподнятые формы (водоразделы средне- и низкогорного рельефа) Равнины и низменности
Мелкие	Различные классы крупности	Верхнеплейстоценовые	Ледниковые формы рельефа
Небольшие, мелкие		Четвертичные, неогеновые, палеогеновые, меловые	Горный
Мелкие			
Очень большие, большие, средние	Весьма мелкие, мелкие	От четвертичных до меловых и юрских	В прибрежной зоне морей и древних береговых линий
Большие, средние			
Могут быть большими	Весьма мелкие, мелкие	Различного возраста	На псевдощельфах, пассивных и активных истинных шельфах
Мелкие, могут быть большими	Весьма мелкие, мелкие, тонкие	От четвертичных до палеозойских	Эоловые и дефляционные равнины разного возраста
Небольшие, мелкие	Весьма мелкие, мелкие классы, а также крупные самородки	Голоценовые	Техногенный
Очень большие, большие, средние, небольшие, мелкие			

19. КЛАССИФИКАЦИЯ РОССЫПЕЙ

19.1. Основы построения классификации

В ряде работ я уже рассматривал проблему систематизации россыпных месторождений различных полезных ископаемых. Мои прежние представления по этому вопросу, если не считать некоторых уточнений, внесенных в ранее предложенные схемы, в частности И. П. Карташовым [1965] и отчасти Е. В. Шанцером [1965], в целом не претерпели существенных изменений и, можно сказать, выдержали испытание временем и практикой. Поэтому здесь я в самой краткой форме лишь повторю классификацию россыпных месторождений и ее интерпретацию. Развернутую критику классификаций Ю. А. Билибина и И. С. Рожкова, а также более ранних – В. Линдгрена, К. Рейборна и Г. Мильнера – нет нужды повторять, так как она мною уже публиковалась.

Высшим классификационным признаком россыпных месторождений вообще является вещественный состав россыпей. Он определяет деление россыпей на классы: золотоносные, платиноносные, оловоносные, ильменитовые, циркониевые и т. д.

Распределение парагенезисов россыпеобразующих минералов, как видно из изложенного материала, не носит в природе случайного, хаотичного характера. Те или иные парагенезисы возникают в пределах рудных регионов, образуя обширные минерагенические провинции определенного профиля. На фоне широко проявленных в этих провинциях минеральных ассоциаций, обусловленных в первую очередь характером оруденения, при направленно развивающемся литогенезе формируются промышленные россыпи. В основе накопления повышенных концентраций полезных минералов лежат их различная подвижность и гипергенная устойчивость при осадочной дифференциации горных пород. Этими факторами определяются отбор рудного вещества и его последующее накопление в континентальном рыхлом покрове, формирующемся в одну или несколько стадий россыпеобразующего процесса.

Классы россыпей, таким образом, выделяются по признаку максимальной концентрации одного или нескольких рудных (россыпеобразующих) минералов в отложениях независимо от происхождения. Именно этими минералами определяется промышленное значение месторождений каждого класса.

Однако месторождения полезных ископаемых могут включать россыпи различных генетических типов (элювиальные, аллювиальные, литоральные и т. д.), относящиеся к тому или иному этапу формирования поверхности стабильных платформенных областей или подвижных поясов. Кроме того, россыпи отличаются друг от друга по морфологическим особенностям, крупности профилирующих минералов и т. д. Учитывая эти признаки, а также их повторяемость для россыпей каждого класса, я выделил генетический, морфологический, возрастной ряды россыпей, которые применимы для месторождений всех полезных ископаемых; хотя для одних россыпеобразующих минералов более характерны одни типы, для других – другие (табл. 19.1).

19.2. Генетический ряд россыпей

Основой построения генетического ряда россыпей как главного элемента предлагаемой классификации явилась их связь с тектоно-геоморфологическим развитием поверхности рудной провинции и ее положением в физико-географической зоне, определяющими тип континентального литогенеза. При этом россыпеобразование и континентальное породообразование рассматриваются как разные стороны единого процесса. Поэтому выделение всех членов генетического ряда основывается на классификации континентальных отложений и учитывает рельеф, а также обстановку осадконакопления и образования определенного слоя (пласта, горизонта), определяемую, согласно Ю. А. Жемчужникову [1957], по литологической характеристике отложений, их палеонтологическому содержанию, геохимической специфике и другим признакам.

Принципы построения генетического ряда россыпей тесно переплетаются с основными положениями учения о фациях в самом широком понимании, какое им придают, например, Д. В. Наливкин [1956], Ю. А. Жемчужников [1957], Е. В. Шанцер [1948] и др. При этом я полагаю возможным в качестве решающего показателя построения генетического ряда россыпей использовать проведенное Е. В. Шанцером [1948] выделение фациальных комплексов и групп, характеризующих физико-географическую обстановку различных участков земной поверхности. Имеющие сколько-нибудь существенное значение возражения и оговорки в отношении выделенных фаций и групп нашли отражение в предлагаемом генетическом ряду.

Фациальные комплексы континентальных отложений рассматриваются в связи с общей эволюцией россыпеобразующего процесса, в котором выделяются обособленные во времени и в пространстве стадии: элювиальная, делювиальная, аллювиальная и литоральная. Замечу попутно, что литоральная стадия, занимая промежуточное положение между континентальным и морским осадконакоплением, отличается образованием месторождений с двойственными чертами, поэтому неверно прибрежно-морские россыпи относить к собственно морским, как это очень часто делают.

Очевидно, что для каждой стадии в зависимости от колебательных движений земной поверхности (или относительного тектонического покоя) и физико-географической обстановки (типа литогенеза) характерно развитие того или иного генетического типа россыпей. А группировка россыпей в месторождения определяет их главнейшие черты по преобладающей принадлежности к тем или иным фациям.

Таким образом, в классификации генетические типы россыпей эквивалентны генетическим типам континентальных отложений, что подчеркивает единство континентального литогенеза и россыпеобразования.

Дальнейшее разделение на подтипы, виды и разновидности основывается на связи россыпей с различными формами рельефа, на приуроченности максимальных концентраций рудного вещества к определенным фациям или стадиям формирования фациальных комплексов; в общей структуре генетического ряда учитывается конкретная связь россыпей с формациями коренных источников. Промышленное значение россыпей в пределах генетического ряда и частота их встречаемости в различных тектоно-геоморфологиче-

ских условиях и литогенетических поясах различны. Так, из месторождений благородных металлов преобладают аллювиальные, затем элювиальные, особенно широко развитые в экваториальной зоне гумидного пояса. Для других минералов картина количественного соотношения россыпей различных генетических типов несколько иная; например, ильменитовые, циркониевые, монацитовые, ксенотимовые россыпи характерны для литоральных месторождений. Следует добавить, что в генетическом ряду выделены ледниковые россыпи. Как известно, в некоторых рудных провинциях заметную роль играет ледниковая деятельность, сопровождающаяся накоплением собственно ледниковых, флювиогляциальных и лимногляциальных отложений. Даже когда процесс протекал в районах развития коренного оруденения, он в силу присущих ему особенностей не сопровождался концентрацией минералов, и поэтому россыпная металлоносность промышленного значения в связи с такими отложениями не встречается. В редких случаях наблюдаются моренные (конечноморенные и донноморенные) и флювиогляциальные россыпные проявления, имеющие поисковое значение.

Среди литоральных россыпей и россыпных проявлений, как и в береговой зоне озер, могут быть выделены донные, пляжевые и террасовые россыпи.

С точки зрения изучения особого внимания заслуживают эоловые россыпи; к ним могут быть отнесены кварцево-полевошпатовые пески многих пустынь, золотоносные россыпи Французской Гвианы. В последнее время появляется все больше данных о принадлежности к дефляционному генетическому типу девонских золотоносных кварцевых песков севера европейской части России.

19.3. Морфологический ряд россыпей

Если для постановки поисков и перспективных оценок россыпной металлоносности основное значение имеют такие признаки, как вещественный состав, возрастное положение и генетическая принадлежность месторождений, то для проведения разведочных работ необходима классификация месторождений по форме, размерам, выдержанности, крупности минералов полезного ископаемого. Эти признаки определяют плотность сети выработок при разведке и опробовании, способ разведки, методику подсчета запасов, систему отработки месторождений и т. д. В. М. Крейтер [1940] утверждал, что «понять месторождение в природной обстановке – это значит понять прежде всего его форму» [с. 12]. Поэтому любая классификация окажется неполной, если не будет учитывать морфологические особенности россыпей.

Морфологический ряд в классификации охватывает признаки, интересующие практику разведочного дела. Морфологическая классификация россыпей сводит многие вопросы теоретической геологии россыпей к практическим критериям, необходимым для экономической оценки месторождений и подготовки их к эксплуатации.

В частности, в связи с потребностями практики разведки россыпей классификация учитывает их оценку по выдержанности: по степени равномерности распределения полезного компонента в пласте, характеру распределения металла в плане и в вертикальном разрезе, выдержанности контуров в плане,

приуроченности их к различным элементам рельефа, в пределах которого развиты металлоносные отложения, и т. д. В соответствии с этим в морфологическом ряду выделяются хорошо выдержанные, средневывержанные, невыдержанные и весьма невыдержанные месторождения.

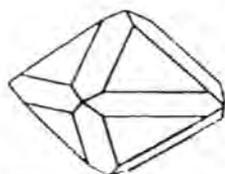
Классификация учитывает горно-технические условия залегания и размеры месторождений – параметры, важные для решения многих вопросов методики разведки, экономической оценки и эксплуатации месторождений. В связи с этим россыпи делятся по условиям залегания на погребенные глубокозалегающие (с повышенной мощностью аллювия) и мелкозалегающие (с нормальной мощностью аллювия), по размерам – на очень большие (уникальные), большие, средние, небольшие и мелкие.

Наконец, введен классификационный признак для разделения россыпей по крупности рудных минералов (самородного золота, платины, касситерита, ильменита и пр.), что имеет значение при выборе способа и технологии обогащения россыпей и извлечения из песков полезного ископаемого, и влияет на густоту разведочных выработок, методику опробования и подсчета запасов.

19.4. Возрастной ряд россыпей

Россыпи всех полезных ископаемых, в том числе золота и платины, включают преимущественно одни и те же генетические и морфологические типы, возникшие, однако, в различные геологические эпохи или периоды континентального развития поверхности Земли. Вследствие этого многие признаки одних и тех же типов россыпей повторяются во времени, однако по мере «удревнения» месторождений становятся все менее отчетливыми. Это объясняется тем, что россыпи, появившиеся в прошлые геологические эпохи в условиях, почти аналогичных современным, в ходе дальнейшего преобразования теряют свои первоначальные признаки и, приобретая новые, переходят в другие генетические категории. Хотя процессы формирования терригенно-минералогических провинций (а в их пределах – россыпей соответствующих полезных ископаемых) и образования эндогенных источников оторваны во времени, но их пространственная и генетическая связь настолько тесная, что необходимо учитывать и возрастное положение рудных источников. Пространственная или генетическая связь россыпей с возрастным типом эндогенной минерализации является важным элементом металлогенического анализа и должна быть отражена в классификационных схемах. Наблюдаемая разница в образовании россыпей даже в отдельные эпохи четвертичного периода, в частности фиксируемая сменой процессов выветривания коренных месторождений, обусловлена изменявшимися во времени физико-географическими условиями эволюции поверхности. Таким образом, построение всеобъемлющей классификации россыпей, включающей возрастной ряд, требует учета стратиграфических и геоморфологических признаков.

Предлагаемая классификация россыпных месторождений основана главным образом на данных о редкометалльных россыпях. С незначительными уточнениями и изменениями она может быть использована для систематики месторождений всех минералов с константой гипергенной устойчивости большей, чем ее значение у кварца.



VI

СПЕЦИАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

20. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РОССЫПЕЙ

20.1. Общие замечания

Как было показано в различных разделах книги, в основе процесса формирования россыпей лежит кластогенез, в ходе развития которого происходит разделение материала по крупности, отбор рудных минералов с соответствующей плотностью и гипергенной устойчивостью и концентрация их в гидравлически равновесных фракциях обломочных пород. Сегрегация россыпеобразующих минералов от нерудного (петрогенного) комплекса и последующее их накопление является главной особенностью россыпеобразования. Она определяется инертным поведением в экзогенных условиях рудных минералов и принадлежностью последних к классу природных материалов с минимальными энергиями кристаллических решеток, что находится в полном соответствии с фундаментальным принципом физики твердого тела, согласно которому к наиболее устойчивым состояниям относятся вещества, решетки которых характеризуются наименьшими энергетическими уровнями. Из этого следовало, что привычное понимание россыпеобразующего процесса сменялось новыми представлениями, где качественное описание рудных минералов уступало количественной интерпретации их физико-химических свойств, на первый план выступали определения энергетических и иных параметров решеток. Как показано в разд. 1, для решения возникших проблем удобной формой оказалась безразмерная величина – константа гипергенной устойчивости минералов ($K_{гг}$), которая, являясь функцией упаковки атомов в решетке, дает обобщенную параметрическую их характеристику; по ней можно судить о граничных условиях поведения минералов в природных средах, где на них оказывают суммарное разрушительное воздействие динамические (кластогенные) и химические (хемогенные) силы.

Вместе с тем изучение россыпных месторождений, образовавшихся в различных тектоно-геоморфологических условиях, показывает, что в ходе их эволюции наступает такая стадия, когда уже сформировавшиеся продуктивные горизонты, перекрываясь чехлом отложений, лишенных сколько-нибудь значимых концентраций рудных минералов, изолируются от поверхностной

деструктивно-аккумулятивной деятельности организованных водных потоков на суше или волноприбойной деятельности в латеральной зоне морей и океанов. В эту стадию полностью прекращается кластогенез, в основном управляющийся гравитацией, его сменяют геохимические процессы; их активизация является откликом рудных залежей на новый режим, хотя главные параметры последнего все равно нормируются физико-географической обстановкой, продолжающей воздействовать на континентальный литогенез, определяя те или иные варианты его развития.

Примечательной особенностью россыпей, вступивших в такую стадию развития, является сохраняющееся подобие состава парагенетических ассоциаций рудных минералов, которые наследуются как от коренных источников, так и от продуктивных отложений, сформировавшихся или в существенно континентальной обстановке, или на мористом шельфе. Поэтому возникающие в этих условиях геохимические ореолы или потоки рассеяния рудного вещества, как показали исследования, довольно полно отражают геометрию и качественные особенности изолированных от поверхностных деструктивно-аккумулятивных процессов россыпных залежей. Трансляция ведущих параметров промышленных россыпей в ореолы рассеяния рудного вещества – устойчивый процесс, сохраняющийся несмотря на всю сложность и неравновесный характер геохимической миграции химических элементов, которая следует за субаэральной или субмаринной стадией накопления гипергенно устойчивых минералов; геохимические ореолы адекватно отражают пространственное положение и состав перекрытых отложениями или ушедших под уровень моря россыпей, вплоть до их зонального строения. Устойчивость такого подобия, по-видимому, следует относить за счет вклада россыпеобразующих минералов в геохимические процессы, вовлекающие в миграцию рудные элементы; они протекают на ионно-массообменном уровне и регулируются тонкими механизмами взаимодействия крайне инертного минерального вещества со средой – капиллярно-пористой системой, в которой теплообмен контролируется градиентами температуры, давления, окислительно-восстановительного потенциала и другими параметрами.

Нетрудно понять, что поведение элементов, участвующих в структурных мотивах решеток кристаллов рудных минералов, зависит от типа химических связей, поэтому можно говорить о том, что именно минеральными парагенезисами россыпей определяется не только элементный состав ореолов или потоков рассеяния рудного вещества, но и их интенсивность, характер взаимодействия с минералами породной ассоциации. В свете этого большое значение приобретает принадлежность россыпеобразующих минералов к различным группам: самородным элементам, простым и сложным оксидам, силикатам, вольфраматам, фосфатам и карбонатам. Понятно, что в каждой из этих групп минералов переход атомов и ионов из фиксированного в решетке термодинамического равновесия в нефиксированное, т. е. в раствор, в агрессивную среду, будет зависеть от типа химических связей; однако при этом немаловажное значение имеет агрегатное состояние рудных минералов: крупность выделений, характер сростков, дефекты кристаллических структур, наличие изоморфных примесей и др., т. е. параметры, унаследованные от эндогенной истории рудных парагенезисов. Часто именно ими определяется переход ато-

мов минералов в подвижное состояние и, следовательно, характер и интенсивность миграции химических элементов. В этом сложном процессе на первый план часто выступает кинетика реакций, протекающих в агрессивных средах гипергенеза, независимо от того, по какому пути идет развитие: диффузионному или флюидного массопереноса. Именно она лежит в основе энергетики геохимических моделей, аппроксимирующих как эндогенные, так и экзогенные природные системы.

20.2. О механизмах миграции элементов

Естественным признаком, фиксирующим геохимическую миграцию элементов, участвующих в строении кристаллического вещества рудного комплекса, является коррозия граней кристаллов, появление на них шероховатости, возникающей за счет перехода элементов или анионных групп из поверхностного слоя в раствор. Однако этот переход лимитируется исключительно высокой устойчивостью россыпеобразующих минералов даже в резко агрессивных средах, которые формируются грунтовыми водами, насыщенными O , OH^- , H^+ , CO , CO_2 , N_2 , NO в трех формах (NO^+ , NO , NO^-), NH_4 , H_2S , SO_4 , Cl , органическими кислотами или KOH , $NaOH$, $Al(OH)_3$, $Fe(OH)_3$ и др.

В связи с этим легко понять, что над россыпными залежами формирование ореолов рассеяния рудного вещества происходит за счет двух ассоциаций элементов. Одна из них относится к слабоподвижным компонентам главной части россыпеобразующих минералов, структурирующих сингонийные мотивы их кристаллических решеток; вторую составляют элементы-спутники, часто в минералах присутствующие в виде изоморфных примесей и поэтому выступающие лишь в качестве индикаторов главных элементов, профилирующих рудные парагенезисы.

Селекция главных элементов, относящихся к группе упорных в агрессивных средах веществ, с ведущей ролью в них переходных металлов, в основном d -элементов, осуществляется при реакционном взаимодействии их со средой и сопровождается образованием широкого класса координационных соединений. Здесь, по-видимому, решающая роль принадлежит повышенной склонности воды к образованию аквакомплексов или реакциям замещения, в которых в качестве гидролизаторов выступают гидридные лиганды. Примером может служить $[Ru(NH_3)_4(OH)NO]^{2+}$. В связи с этим следует заметить, что даже для диссоциации комплекса $Fe(II)$ необходима молекула воды. Установлена скорость реакционного взаимодействия с $[OH^-]$. Немаловажную роль играет также гидрид-ион (OH^-), в соединениях с металлами активно взаимодействующий с галогенными комплексами. В повышение подвижности инертных элементов рудного комплекса несомненный вклад вносят переходные металлы почти всех групп периодической системы, которые могут выступать активными катализаторами реакций, таким образом, регулируя механизмы перехода элементов из минералов в подвижное состояние, что и способствует формированию ореолов рассеяния их над россыпными залежами.

Наконец, необходимо обратить внимание на тривиальное соединение, почти всегда присутствующее в грунтовых водах, которому не придается

должного значения или отводится незначительная роль в гипергенных геохимических процессах. Это – СО. Дело в том, что оксид углерода (II) наиболее легко образует карбонильные комплексы с металлами в низких степенях окисления. В реакционных взаимодействиях СО выступает в качестве лиганда со свойствами, обычно присущими ненасыщенным углеводородам и донорным лигандам элементов V группы. Возникающие в этих реакциях карбонилы переходных металлов взаимодействуют с OH^- или с азотсодержащими основаниями, в результате образуются ионные вещества с повышенной миграционной способностью.

Россыпеобразующие минералы в ходе развития геохимических процессов в россыпях значительно легче отдают в агрессивную среду легкоподвижные элементы, присутствующие в кристаллическом веществе в качестве изоморфных примесей. Эта группа элементов играет важную индикаторную роль, иногда существенным образом профилируя потоки и ореолы рассеяния рудного вещества. Именно по ним чаще всего выявляется подобие структурных форм россыпных залежей, парагенезисы россыпеобразующих минералов россыпей и др.

Вообще говоря, все процессы взаимодействия с жидкой средой породного или рудного вещества, изолированного от воздействия открытых потоков, как нетрудно понять, являются неравновесными. В связи с этим агрессивность A грунтовых вод к любой минеральной ассоциации принято оценивать логарифмической зависимостью, имеющей прямую пропорциональность от константы равновесия реакции взаимодействия K и обратную – от константы реакции $Q = j_{\text{прод. реак.}}/a_{\text{исх. вещ.}}$. Из этого следует, что процесс отдаления от состояния равновесия с возрастанием параметра A .

$$A = \lg K/Q,$$

или

$$\Delta G = -1,364 \lg K = \Sigma \Delta G_{\text{прод. реак.}} - \Sigma \Delta G_{\text{исх. вещ.}}$$

Проблема взаимодействия алмазов с экзогенной реакционной средой не имеет однозначного решения. Пожалуй, это единственный минерал, не отдающий образовавший его элемент в экзогенную среду. Впрочем, даже само распределение его в россыпях аппроксимируется случайной функцией, прямо пропорциональной некоторой константе (b), имеющей значение c (мг/м^3) или среднюю массу d (мг) вблизи питающего источника. В ее степенной показатель входит некоторый градиент изменения содержания или средней массы алмазов и расстояния их транспортировки l . Она запишется следующим равенством:

$$Y = bxe^{+uv\sqrt{l}}$$

Эффективность геохимических массообменных процессов, создающих совершенно определенного профиля ореолы, несомненно, усиливается вибрацией планеты. Ее силы нормируются землетрясениями, активность которых проявляется в бальности и частоте повторяемости события. В современ-

ную геологическую эпоху ежесуточно фиксируются 8 тыс. 1-2-балльных землетрясений (каждые 10 с одно землетрясение) и ежегодно – 49 тыс. 3-4-балльных. Если к этому добавить, что вибрация коренным образом меняет динамику поведения любых объектов, на которые она воздействует, то ее значение в геохимической эволюции россыпей трудно переоценить, как, впрочем, и в россыпеобразовании.

20.3. Геохимическая зональность россыпей

Из сказанного выше следует, что россыпи, как и любое месторождение в зоне гипергенеза, сопровождаются вторичными ореолами рассеяния, возникающими в условиях постседиментационного преобразования осадков, содержащих в тех или иных концентрациях рудное вещество. Такие ореолы начинают формироваться уже в зоне преобладания деструктивных процессов, где преобразование россыпей происходит под воздействием склоновой денудации, эрозии, абразии или дефляции. Однако такие ореолы, несомненно, должны иметь механическую природу. В противоположность им, как показано, над погребенными россыпями формируются солевые ореолы боковой или вертикальной миграции, а в некоторых случаях и биогеохимические аномалии.

Возникающие в пределах погребенных россыпных залежей ореолы рассеяния рудного вещества отличаются упорядоченными структурами и более или менее устойчивым элементным составом. В них просматривается влияние, по крайней мере, трех суммированных факторов: отраженной минералого-геохимической зональности коренных источников, литолого-фациальной зональности обломочных (кластогенных) пород и эпигенетического преобразования металлоносных осадков в постседиментационный период. Ими определяется появление над погребенными или затопленными россыпями вторичных ореолов рассеяния рудного вещества. Поэтому не является случайным, что при постановке геохимических исследований, например, на шельфе их эффективность зависит от комплексирования геохимических исследований с изучением геоморфологической, литолого-фациальной, динамической и палеогеографической обстановок россыпеобразования во всем объеме этого сложного процесса.

Вообще говоря, следует различать собственно механические потоки и ореолы, которые, как правило, сопряжены с крупнообломочными и грубозернистыми шлиховыми фракциями, свойственными валунным россыпям, формирующимся в условиях высокоэнергичного рельефа. Им противопоставляются геохимические потоки и ореолы, характерные для литоральных или собственно шельфовых россыпей, где основная доля полезных компонентов относится к классу 0,01–0,6 мм. Для них характерны более или менее протяженные и в различной степени контрастные ореолы и потоки, связанные преимущественно с алевритовой, пелитовой и субколлоидной составляющей осадка. Однако формирование как россыпей, так и ореолов рассеяния рудного вещества часто определяется динамическими, фациальными и структурными обстановками, в которых происходит концентрация россыпеобразующих минералов. Причем иногда на первый план выступают гравитационные

или геохимические барьеры, часто существенно изменяющие условия миграции и рассеяния полезных компонентов.

Наиболее сложной проблемой геохимической индикации россыпей является идентификация ореолов рассеяния рудного вещества, формирующихся над погребенными морскими осадками продуктивными залежами. Поэтому именно им дальше будет отдано предпочтение. Геохимическими исследованиями на ряде россыпей, расположенных в прибрежной зоне, выявляется упорядоченное пространственное распределение рудных и сопутствующих им индикаторных элементов как в самих россыпях, так и в сопровождающих их ореолах. Это распределение складывается под влиянием нескольких факторов, главными из которых являются первичная минералого-геохимическая зональность, уровень среза коренных источников питания, литолого-фациальная зональность россыпей, а также различная физико-химическая подвижность элементов, участвовавших в формировании вторичных механических и солевых ореолов. В качестве эталонного примера таких россыпей можно взять оловянные месторождения Яно-Индибирского междуречья. Изученные здесь россыпи и их ореолы связаны с турмалиновыми оловосодержащими рудными телами. В их числе россыпи, сформировавшиеся на границе блоков с различным уровнем вскрытия коренных источников и режимом осадконакопления. Они представляют собой крупные линзы или линзообразные залежи продуктивных осадков, перекрытые чехлом пустых пород мощностью от 12 до 20 м и более. Отдельные пласты россыпей имеют возраст от миоцена до голоцена и связаны с рудными и прожилково-вкрапленными зонами преимущественно мало- и умеренно сульфидного, касситерит-кварцевого, турмалинового состава, вскрывающимися на отметках от -50 до 100 м и более. Часть их в настоящее время погребена под кайнозойскими осадками и таким образом выведена из-под влияния абразии и денудационных процессов.

Упорядоченное распределение элементов-индикаторов в россыпях формируется под влиянием отраженной гипогенной зональности (отраженной зональности коренного источника) и проявляется в силу того, что минералого-геохимические особенности руд и вмещающих пород источника питания наследуются кластогенным материалом, слагающим толщу рудоносных осадков. Различные стороны проявления отраженной зональности коренного источника уже рассматривались ранее в работах [Шило, Патык-Кара, 1989 и др.]. Ее индикаторами в россыпях могут быть состав россыпеобразующих минералов и их спутников, типоморфные особенности, в первую очередь кристалломорфологические свойства и состав элементов-примесей в минералах, соотношение полезных компонентов и сама продуктивность россыпи, зависящие от того, какие горизонты и части коренного источника принимали участие в формировании россыпей.

На примере оловоносных месторождений, образованных за счет касситерит-альбит-турмалиновых коренных источников и их ореолов, удается проследить также закономерную связь зональности коренного источника питания с распределением индикаторных элементов, сопутствующих олову в рудных телах и околорудных ореолах. Участки современной пляжевой россыпи, сопряженные с умеренно эродированными рудными телами, обычно характеризуются устойчивой ассоциацией олова с такими элементами, как бор, медь,

вольфрам, висмут, а для участков россыпей, располагающихся на флангах рудного поля, характерна ассоциация элементов, в которой помимо олова, бора и меди присутствуют серебро и мышьяк. Поскольку большинство названных элементов находится в первичных рудных и жильных минералах, в том числе в переизмельченных сульфидах, комплексные аномалии, в состав которых входят As, Ag, Bi, имеют локальный характер и четко выделяются только в остаточных концентрациях в непосредственной близости от источника поступления материала. В разрезе россыпи сохраняются и хорошо идентифицируются фрагменты отраженной геохимической зональности.

В волноприбойной зоне литолого-фациальная геохимическая зональность россыпей складывается под воздействием нескольких факторов; в ней находят отражение изменчивость зернового состава продуктивных осадков, процесс дифференциации обломочного материала по плотности частиц, а также различная устойчивость при переносе и переотложении минералов-носителей тех или иных элементов промышленной ассоциации.

В соответствии с этим в россыпях проявляются следующие тенденции изменения геохимических характеристик: а) перераспределение в литолого-фациальном профиле береговой зоны элементов, преимущественно связанных с устойчивыми минералами тяжелой фракции осадка, накапливающимися в песчаных, отчасти в алевритовых относительно крупнозернистых осадках, – Ti, Zr, Nb, Y, Yb и элементов, связанных преимущественно с алевритовой, пелитовой и субколлоидной фракциями, – V, Ni, Co, Cr, Mo, Zn, Pb; б) последовательное выпадение из состава механических ореолов элементов, мигрирующих с переизмельченными обломками рудных и жильных минералов разной устойчивости, и в первую очередь сульфидами.

Первая тенденция более ярко проявлена в россыпях, значительно удаленных от коренных источников, имеющих комплексный состав и образованных минералами, характеризующимися высокими значениями константы гипергенной устойчивости. Отражение этой тенденции выявляется в закономерной приуроченности комплексных геохимических аномалий, обусловленных процессом дифференциации осадочного материала, к прибрежной зоне, где они различным образом изменяются в конкретных геолого-геоморфологических обстановках. В результате совместного проявления дифференциации материала в потоке, различий его баланса и состава пород, размываемых на берегу и на подводном склоне, формируются следующие устойчивые индикаторные ассоциации микроэлементов, характеризующие участки генетически разнородного рельефа прибрежной зоны, в частности, на абразионных платформах:

а) выработанные в коренных породах – разнообразные комплексные аномалии, зависящие от состава пород;

б) выработанные в рыхлых породах (абразионные осушки) – Ti, Zr, Nb, Y(Yb, Sc) и Sn, В. Это вдольбереговые валы и бары – Zr, Yb, Y и Pb, Zn, Cu; авандельты – веерные аномалии Ni, Co, Cu; затопленные долины – линейно вытянутые аномалии Ti, Co; затопленные береговые линии – Sn, В, Mo, Zr, Nb, Y с локальными «вспышками» содержания As, Bi, W; лагуны – Mn, V, Co.

Нетрудно понять, что приведенная выше ассоциация элементов Ti, Zr, Nb, Y (Yb, Sc) отражает накопление в береговой зоне устойчивых минералов

тяжелой фракции и может рассматриваться в качестве индикаторной при выделении площадей, где возможно формирование россыпей за счет привнесенного из внутриконтинентальных областей рудного вещества. Однако даже в пределах литогенетических зон, где условия для формирования прибрежно-морских (литоральных) россыпей, образованных минералами повышенной миграционной способности, отсутствуют (например, в высокоширотных морях), эта ассоциация элементов также может служить важным поисковым признаком при оконтуривании площадей промышленной россыпености. Она выявляется и тогда, когда происходит размыв более древних рудоносных толщ, выступающих в качестве промежуточных коллекторов при образовании промышленных концентраций минералов в современных осадках. В этом случае они пространственно совмещены с комплексными аномалиями, образованными элементами, накапливающимися за счет размыва и переноса обломков рудных и жильных минералов различной устойчивости.

Вторая из названных тенденций отчетливо прослеживается в россыпях, тесно связанных с коренными источниками. В этом случае состав комплексных геохимических аномалий позволяет устанавливать динамику скопления россыпеобразующих минералов и степень их связи с источником питания. Так, в механическом ореоле шельфовых россыпей, сформированных за счет касситерит-турмалиновых объектов, наблюдается следующая зональность распределения элементов индикаторной продуктивной ассоциации:

Zn-As-Mo-Ag-Pb-Cu-(Bi)-W-Sn-B.

Остаточные концентрации над рудными телами	}	Автохтонные россыпные залежи
Перемещенные концентрации		Аллохтонные россыпные залежи
Отогнанные концентрации	}	Аллохтонные россыпные залежи

Это позволяет проводить генетическую интерпретацию комплексных аномалий в пределах рудных узлов и учитывать их при поисках того или иного типа россыпей. На рис. 20.1 изображен, в частности, «околорудный» ореол оловоносной россыпи, охарактеризованный мультипликативным показателем $V \times W \times Cu$.

Формирование ореолов рассеяния погребенных россыпей, залегающих в прибрежной зоне, зависит от смены режимов накопления рудного вещества в продуктивных отложениях, например, неоднократное чередование субаэральной и субаквальной обстановок. В высокоширотных морях эта смена отмечается чередованием эпох эпигенетического (или сингенетического в плейстоцене) промерзания продуктивных осадков в периоды регрессий и их полного протачивания – в периоды трансгрессий. Изменение физического состояния пород, сопровождающееся фазовыми переходами воды, в том числе перемещение в пространстве термодинамического барьера на фронте промерзания –



Рис. 20.1. Распределение олова (а) и значений мультипликативных показателей $V \times W \times Cu$ и $Ag \times Mo \times Zn$ (б, в) в разрезе погребенной и затопленной россыпи [Григорян, Патык-Кара, 1984]: 1 – глина; 2 – алеурит; 3 – песок; 4 – галька; 5 – дресва и щебень; 6 – урез моря, кровля и подошва кайнозойских отложений; 7 – тектонические уступы; содержания олова и значения мультипликативных показателей: 8 – низкие, 9 – умеренные, 10 – средние, 11 – высокие

протачивания, создавало предпосылки для интенсивной солевой миграции элементов в продуктивной толще пород. Активность среды, по-видимому, повышалась также за счет присутствия в ней криопагов – переохлажденных высокоминерализованных вод.

Установлено, что в данных условиях над погребенной россыпью осуществлялась вертикальная миграция наиболее подвижных элементов, входящих в состав типоморфной ассоциации ореола россыпей. Среди них в первую очередь выделяются Ag , Mo и Zn , концентрации которых в солевой форме резко возрастают в перекрывающих погребенную россыпь плейстоценовых и голоценовых (Q_{II} , Q_{III-IV}) прибрежно-морских осадках (см. рис. 20.1, в). Это позволяет полагать, что одним из важных поисковых признаков погребенных россыпей, залегающих в прибрежных зонах шельфа, могут являться вторичные «надрудные» геохимические ореолы, сформированные в условиях эпигенетических преобразований толщи металллоносных осадков.

20.4. Взаимоотношения кластогенной и хемогенной фаз россыпеобразования

Геохимическая подвижность рудных и сопутствующих им химических элементов отчетливо проявляется на фоне затухания или полного прекращения кластогенных процессов. При этом происходит смена режимов развития континентального литогенеза, которая может повторяться: россыпи, сформировавшиеся в деструктивно-аккумулятивную фазу активного проявления гидродинамических сил водных потоков суши или литорали, перекрываясь плащом непродуктивных пород, подвергаются геохимической переработке. В эту фазу их эволюции возрастают процессы разрушения минералов породной ассоциации и удаления за пределы рудных полей петрогенных элементов, что

ведет к обогащению россыпей рудным веществом. При смене хемогенного режима¹² на кластогенный активизируется удаление поверхностными потоками или волноприбойной деятельностью накопившихся продуктов химического выветривания, что еще больше усиливает концентрацию россыпеобразующих минералов, вновь обогащая месторождения рудным веществом.

Чередование кластогенного россыпеобразования с хемогенной переработкой отложений, выступающей на первый план при прекращении по тем или иным причинам кластогенеза, сопровождается обогащением месторождений рудными минералами. Поэтому можно утверждать, что при формировании продуктивных горизонтов ритмичная смена кластогенеза хемогенезом и наоборот способствует образованию богатых месторождений, в которых концентрация рудного вещества, во много раз, даже на несколько порядков превосходит его содержание в коренных источниках, за счет которых возникли сложного генезиса россыпи. Их примером может служить редкометалльное месторождение Томтор. Вероятно, к этому типу следует отнести и оловоносные россыпи Яно-Индибирского междуречья, выявленные, в частности, в пределах Селеняхской впадины (Тирехтяжское, Кислый-Мамонт и др.), богатство и размеры которых связывают с тектоническими уступами. Ввиду большой значимости этой проблемы в учении о россыпях остановлюсь на ней.

В конце 50-х и начале 60-х годов XX столетия мною изучалась Приморская (Яно-Индибирская) низменность. Анализ условий ее развития, структуры и магматизма фундамента низменности, литологического состава рыхлого четвертичного покрова, его возраста и генезиса, позволил сделать однозначный вывод: «Приморская (Яно-Индибирская) низменность, напротив, должна рассматриваться вся в качестве перспективной провинции для открытия россыпей различных генетических типов многих полезных ископаемых» [Шило, 1964; Shilo et al., 1968; и др.]. Геологическое строение впоследствии выявленных здесь уникальных оловоносных россыпей подтвердило представления о полигенном (кластогенно-хемогенном) их происхождении; россыпи тесно связаны с рудными полями, в пределах которых просматриваются контуры древних долин. Продукты выветривания и пространственная сопряженность россыпей с коренными источниками не оставляют сомнения в том, что решающая роль в их образовании принадлежит чередованию кластогенных и хемогенных фаз. Однако эта особенность формирования россыпей затуманена мощно проявленными перигляциальными процессами, что создало ложное впечатление о генетической связи месторождений с тектоническими уступами. При этом несопоставимость темпов развития тектонических и россыпеобразующих процессов делает сомнительной их динамическое единство.

В уникальных чертах редкометалльного месторождения Томтор, в особенностях структуры и вещественного состава продуктивной толщи оловоносных россыпей Тирехтяж и Кислый-Мамонт чрезвычайно ярко проявлена сопряженность кластогенных и геохимических процессов; их развитие в пределах рудных полей, сопровождавшееся активной переработкой породной минеральной ассоциации и удалением за пределы этих полей петрогенных

¹² Под хемогенезом понимается образование кор выветривания. (Прим. авт.).

элементов, привело к крайне высокому обогащению остаточного субстрата рудными минералами, что и сформировало уникальные по богатству и размерам месторождения полезных ископаемых.

21. СИММЕТРИЯ МИНЕРАЛОВ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И РОССЫПЕЙ

Минеральные парагенезисы в рассмотренных россыпеобразующих формациях являются функцией тех термодинамических условий, в которых происходила конденсация рудного вещества, причем они сохраняются независимо от того, в какой форме поступает это вещество в зону рудоотложения. При этом нельзя не принимать во внимание предрудной тектоно-магматической истории металлогенических провинций, которая в той или иной форме проявляет себя в типичных чертах этих формаций. В этот этап эволюции соответствующих блоков земной коры, тесно взаимодействующей с верхней мантией, формируется элементный комплекс рудообразования. Его особенности фиксируются в составе руд и сопровождающих их метасоматитов, обычно рождающихся как минералогические парагенетические ассоциации в соответствии с потенциалами ионизации химических элементов, нормируются законом действующих масс, а также склонностью к предпочтительному образованию соединений, с одной стороны, со слабокислотными и слабощелочными и с другой – с сильнокислотными и сильнощелочными характеристиками, что обычно и привлекает внимание исследователей. Значительно меньше внимания обращалось на другие, имеющие фундаментальную основу характеристики минеральных парагенезисов рудных месторождений и рудопроявлений, хотя они довольно ярко просматриваются в закономерном распределении минералов разных сингоний, видов и пространственных групп симметрии как рудного, так и жильного комплексов.

Для примера проанализируем распределение минералов разных сингоний (табл. 21.1) в вулканогенных золото-серебряных месторождениях Тихоокеанского обрамления, плутоногенных месторождениях золота Восточной Азии, сравнив эти данные с подобным соотношением минералов в кимберлитах Якутской алмазоносной провинции и в земной коре.

Минералы кубической сингонии занимают первое место в золото-серебряных месторождениях вулканогенных поясов Тихоокеанского обрамления. Здесь их количество (35,2%) превосходит содержание аналогичных минералов в объектах плутоногенных формаций (26%) Востока России, в кимберлитах Якутской провинции (21,3%), а также не сопоставимо больше средних значений, полученных И. И. Шафрановским, по земной коре (13%).

Золото-серебряные месторождения вулканогенных поясов также лидируют и по доле минералов ромбической и моноклинной сингоний, относящихся к средней категории симметрии, количество которых достигает 40,5%, что, правда, сопоставимо с содержанием минералов тех же сингоний в плутоногенных месторождениях золота (38,6%) Востока России, но отличается от количества минералов тех же сингоний в кимберлитах Якутии (48,4%) и от распределения минералов ромбической и моноклинной сингоний в земной коре (52,6%).

Распределение минералов различных сингоний (в %) в месторождениях разных формаций и земной коре

Сингония минералов	Вулканогенные золото-серебряные месторождения Тихоокеанского обрамления	Плутогенные месторождения золота Восточной Азии	Кимберлиты Якутской алмазоносной провинции	Земная кора
Кубическая	35,2	26	21,3	13
Гексагональная	—	12,9	10	7,8
Тригональная	16,2	6,4	8,4	10,4
Тетрагональная	5,6	12,9	3,5	9,8
Ромбическая	16,2	19,3	20,2	22,3
Моноклинная	24,3	19,3	28,2	30,3
Триклинная	2,7	3,2	8,4	6

Данные таблицы требуют специального анализа распределения минералов определенных видов и групп симметрии, однако, не пускаясь в экскурсы этой сложной проблемы, укажу лишь на некоторые сходства и различия в распределении минералов по сингониям в вулканогенных золото-серебряных месторождениях, в кимберлитах и в земной коре. Близкие повышенные содержания минералов как высшей, так и низшей категорий симметрии наблюдаются в вулканогенных месторождениях, что, по-видимому, вызвано двойственной природой вулканогенных минеральных ассоциаций. С одной стороны, парагенезисы этих месторождений формируются за счет рудного вещества, поступающего из глубинных мантийных зон планеты, а с другой – их образование происходит в близповерхностных малоглубинных условиях в ходе интенсивного проявления субаэрального вулканизма, сопровождающегося активным региональным и околорудным метасоматозом. Этому длительному процессу, растягивающемуся на десятки миллионов лет, сопутствует эволюция минеральных форм золота, серебра, олова, ртути, сурьмы, висмута, теллура, селена и др. Иногда она ведет к концентрированию рудных элементов, но нередко к их рассеянию. В первом случае возникают полифациальные многостадийные богатые месторождения (например, серебра), группирующиеся в целые провинции, во втором – формируются обедненные минерализацией обширные и нередко с большими запасами рудные зоны, которые из-за низкого содержания металлов в рудах не имеют промышленного значения. С этих позиций весьма интересным был бы анализ и минеральных парагенезисов кимберлитов. Характер же распределения минералов различных сингоний в плутогенных золоторудных месторождениях Восточной Азии, в которых наблюдается более или менее ровная рассредоточенность минералов высшей, средней и низшей категорий симметрии, вероятно, можно интерпретировать как показатель устойчивого и длительного процесса эволюции кристаллообразующих рудных систем.

Интересно с позиций того же распределения минералов разных сингоний взглянуть на их соотношение в жильном и рудном комплексах, которые возникают при формировании месторождений золота плутогенного и вулканогенного рядов, сравнив данные с распределением минералов тех же сингоний в кимберлитовой и россыпной минеральных ассоциациях (табл. 21.2).

Сравнение распределения минералов разных сингоний в золоторудных месторождениях, кимберлитах Якутии и россыпях (в %)

Сингония минералов	Золоторудные месторождения				Кимберлиты Якутии	Россыпи
	Вулканогенные		Плутоногенные			
	рудные	жильные	рудные	жильные		
Кубическая	41	7,3	50	—	21,3	37,8
Гексагональная	5,9	14,2	8,2	8,5	10	4,8
Тригональная	5,8	14,2	8,2	33,5	8,4	8,8
Тетрагональная	5,9	21,4	16,5	—	3,5	16,5
Ромбическая	17,8	14,2	12,5	16,5	20,2	23,4
Моноклиная	17,8	21,4	4,5	41,5	28,7	8,7
Триклинная	5,8	7,3	—	—	8,7	—

Данные таблицы свидетельствуют о том, что в вулканогенных месторождениях рудные парагенезисы почти наполовину (41%) представлены минералами кубической сингонии, второе, почти равнозначное с первым, место занимают минералы ромбической и моноклиной сингоний (средняя категория симметрии), тогда как между низшими и средними категориями симметрии более или менее равномерно рассредоточивается комплекс жильных минералов. Распределение рудных минералов разных сингоний в вулканогенных месторождениях сходно с аналогичным распределением в рудной ассоциации в плутоногенных золоторудных месторождениях, в которых на долю минералов кубической сингонии приходится 50%, но жильные парагенезисы характеризуются резкими различиями. Распределение рудных и жильных минеральных ассоциаций по группам сингонии в вулканогенных золото-серебряных месторождениях отличается также от характера распределения минералов в кимберлитах и в россыпях. Это объясняется, с одной стороны, условиями образования месторождений, а с другой – более тонкими механизмами образования кристаллографических решеток минералов по 230 пространственным группам симметрии, что требует специальных дополнительных исследований.

Распределение минералов разных групп сингоний и категорий симметрии в россыпных месторождениях золота, коренными источниками которого являлись плутоногенные формации, рассмотренные выше, как бы унаследует их материнскую природу, однако в россыпях наряду со значительным количеством минералов, относящихся к высшей категории симметрии, присутствует также много минеральных форм тетрагональной и ромбической сингоний.

Вместе с тем эти данные показывают, что россыпеобразующие минералы не повторяют ни одну из приведенных рудных ассоциаций, они также отличаются и от распределения минералов разных групп сингоний в земной коре. Такую ярко выраженную их принадлежность к кубической и ромбической (61,2%) и лишь отчасти к тетрагональной (16,5%) сингониям в какой-то мере можно объяснить избирательной концентрацией в россыпях, определяющей значениями $K_{г\gamma}$, т. е. упаковкой атомов в решетке кристалла. По-видимому, наличие в минералах кубической сингонии осей симметрии L_3 и

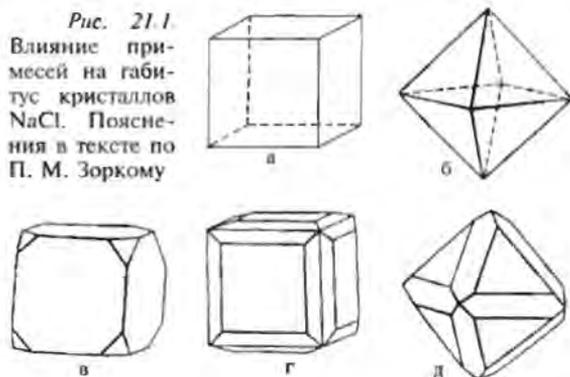
L_4 , угол между которыми равен $54^{\circ}44'08''$, а биссектрису которого можно рассматривать как тензор напряжений в кубододекаэдрических формах, делает эти минералы устойчивыми в энергетическом отношении. В случае же с ромбической сингонией (отчасти с тетрагональной) существенную роль играет принадлежность форм минералов к классу симметрии L^22P , $3L^2$ и, возможно, L^4 , L^4L^2 . Однако здесь требуются специальные исследования, причем, есть основание утверждать, с многообещающими результатами.

Габитусное разнообразие или разброс форм минералов, вступающих в россыпеобразующий процесс, определяется в эндогенных условиях и контролируется общими законами симметрии, действующими в ближнем космосе. Конкретные же объекты кристаллических структур описываются теорией 230 пространственных групп симметрии Е. С. Федорова и семью сингониями. Их можно рассматривать естественными матрицами, нормирующими в любой минералообразующей системе симметричное распределение минералов как рудного, так и породного комплексов. Однако в качестве фундаментальной основы полиморфизма в матричном пространстве выступает элементный состав кристаллизующегося вещества и среда, в которой развивается этот процесс.

Не вдаваясь в подробный анализ этой чрезвычайно важной и, как мне представляется, еще мало изученной геологами проблемы, укажу лишь на несколько простых примеров. Так, в кубической сингонии присутствует три типа решеток Бравэ: примитивная, объемноцентрированная и гранецентрированная; аналогичная картина наблюдается и в ромбической, а также во всех других сингониях. При этом параметры решеток сохраняются, но координаты эквивалентных точек для каждой из них меняются.

Модификация минералов может существенно видоизменяться при наличии в кристаллизующейся системе примесного вещества. Например, из идеально чистого водного раствора поваренной соли $NaCl$ образуется кубическая форма кристалла, соответствующая примитивной решетке Бравэ (рис. 21.1, а), но если в тот же раствор добавить некоторое количество мочевины $(NH_2)_2CO$ или хлористого кадмия $CdCl_2$, то из него будут выпадать только октаэдры (рис. 21.1, б); при добавлении в чистый раствор хлористого натрия борной кислоты H_3BO_3 из него будут кристаллизоваться кубические кристаллы со срезанными треугольными гранями углами (рис. 21.1, в); на том же рисунке показан кристалл хлористого натрия (позиция з), форма которого часто встречается в природе, причина образования таких кристаллов не известна; наконец, показан октаэдр (рис. 21.1, д) с развитыми на его ребрах гранями – в такой форме кристаллизуется хлористый натрий в африканских озерах, природа этого феномена также не выяснена. Исследования кристаллофизиков [Вайнштейн, 1986] показали, что огромные различия в скоростях роста разных граней обусловлены молекулярными процессами встраивания атомов на ступенях и действием примесей. Из этого следует, какие возможности открываются перед геологом, глубоко изучающим кристаллографические модификации минералов, их реальных кристаллов, присутствующих в россыпях. Тензорная кристаллофизика, основанная на двух принципах симметрии – Неймана и Кюри, – позволяет предсказывать, исходя из точечной симметрии, электрические, магнитные, механические и оптические свойства кристаллов.

Рис. 21.1. Влияние примесей на габитус кристаллов NaCl. Пояснения в тексте по П. М. Зоркому



Для рассматриваемой проблемы крайне интересна хиральность или энантиоморфность, в частности проявляющаяся в кварце. Детально изучавший кварцы на Урале, Кавказе, в Карелии и на основании собранного статистического материала из других стран, Г. Г. Леммлейн [1973] показал, что в общей совокупности по объектам, провинциям и в целом по суммированным статистическим данным соотношение левых и правых кварцев стремится как 1:1, т. е. к 50% левых и 50% правых кристаллов. Что регулирует парность разных модификаций этого минерала? Можно лишь предположить, что она как-то связана с парностью химических элементов, которая проявляется в геохимических процессах.

Е. С. Федоров полагал, что форма кристаллов вообще и реальных минералов в частности является функцией их внутреннего строения, но этот постулат не объясняет версификации, например полиморфизма реальных кристаллов, существенного отклонения от предсказаний общих кристаллографических теорий и т. д. Несомненно, в основе формирующего процесса лежит элементный состав системы, развитие которой регулируется не только термодинамическими режимами, но и неким информационным полем, которое следует связывать с магнитными полями космического пространства.

Во второй половине XX в. кристаллография была вытолкнута из комплекса геологических дисциплин. Будучи взятой физиками на вооружение для решения сложнейших проблем физики твердого тела, кристаллография совершила революцию не только в материаловедении, но и во многих других областях. Мир сейчас буквально «купается» в достижениях и научных открытиях, сделанных на основе самых общих законов кристаллографии – одно из них создание квантовых генераторов, т. е. лазерной техники, внедрение новых принципов, на которых основывается развитие в XXI в. научно-технического прогресса.

22. УЛЬТРАТОНКИЕ КЛАССЫ РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

При изучении различных месторождений выявлена постоянно выдерживающаяся закономерность формирования гранулярного состава минералов рудной ассоциации, которые, в случае принадлежности таких месторождений к россыпеобразующим формациям, часто без существенной деформации повторяются в возникших за их счет россыпях. Как отмечалось (см. разд. 17), это послужило причиной истолкования некоторыми исследователями распределения зерен по крупности, в частности в золоторудных месторождениях, в

соответствии с гиперболическим законом $(x^2/a^2 - y^2/b^2)$, что допускало рост количества мелких частиц в кубической прогрессии с уменьшением их размерности; иными словами, в объеме рудной системы одной частице размером 1 мм должно соответствовать 10^3 частиц размером 0,1 мм и 10^6 частиц размером 0,01 мм. Перенос этих параметров распределения рудных минералов по крупности на формирование россыпей приводил к выводу, что, в частности, в аллювии концентрируется лишь незначительная часть, например, золота, высвобождающегося при экзогенном преобразовании коренных источников, тогда как основная его масса в виде ультратонких (субмикроскопических) зерен уносится водотоками в соответствии с их гидравлической подвижностью.

При более тщательном исследовании этого явления возникла проблема дисперсности частиц рудного вещества до потери ими кристаллографических (кристаллических) характеристик. В связи с этим представляло определенный интерес состояние, например, Pt, Pd, Rh, Ru и Au, присутствующих в значимых количествах в черносланцевых толщах или в нефтях некоторых месторождений, где не обнаруживались минеральные формы этих элементов. Это заставило обратиться к аморфному веществу, кластерным или дозародышевым формам рудных минералов; значение этой проблемы возросло после открытия фуллеренов, к примеру избыточно насыщающих шунгиты Карелии.

Фуллерены и аналогичные им неорганические природные и искусственные образования, в которых только по одной или двум осям трансляции дальний порядок отсутствует или, наоборот, по одной или двум осям он присутствует, а по остальным его нет, несомненно, относятся к квазикристаллическому состоянию вещества. Квазикристаллы хотя и обладают трехмерным порядком, но трансляционное упорядочение в них отсутствует. Это, как правило, высокомолекулярные соединения, кристаллизующиеся в икосаэдрической форме: их примерами могут служить Al_6CuLi_3 , $Al_{100}Si_{14}Mn_{24}$, Al_6Mn , $Mg_{32}(Al, Zn)_{49}$, C_{60} , C_{70} , C_{84} , $(C_{60}Pd)_n$ и многие другие.

Очевидно, что структурирование кристаллического, квазикристаллического и аморфного вещества должно происходить при резко очерченных для каждого из них характеристиках потенциальной энергии; тем не менее по соотношению прежде всего физических свойств может быть построен классификационный треугольник, в вершинах которого размещаются вещества в соответствующих состояниях. Из этого следует, что должны иметь место структурные переходы от аморфного к квазикристаллическому и кристаллическому состояниям, и наоборот. И хотя до сих пор является общепризнанным отнесение аморфных веществ к так называемым переохлажденным расплавам или стеклам (что еще не имеет однозначного решения), термодинамика этих переходов не раскрыта. Представляется, что образование ультратонких или субмикроскопических классов рудных минералов, равно как и количественная их роль в месторождениях – коренных источниках россыпей, связаны с переходом (по мере изменения термодинамических условий) расплава через аморфное состояние, характеризующееся кластерными или дозародышевыми формами, к кристаллическому.

Следовательно, кластерные или дозародышевые формы минеральных выделений (мономеры, димеры, тримеры, тетрамеры и т. д.) можно рассматривать в качестве исходного состояния рудного вещества, которым определя-

ется при соответствующих термодинамических режимах образование ультратонких классов его минералов в кристаллизующейся системе. Механизм их образования связывается с кинетикой роста кристаллов. Он рассматривался во многих работах; его интерпретация нередко основывается на двух близких позициях. В первой из них с помощью кинетических уравнений описывается рост кристаллов со сложной симметрией [Черепанова, 1980]; причем в этом случае формирование многокомпонентного растущего бинарного кристалла сводится к обобщению элементарных процессов, что, если не решать многочисленную цепочку сложных уравнений, характеризующих их развитие, обозначается двумя общими равенствами, опираясь на которые можно понять этот механизм. Они имеют следующий вид:

$$W_{01}^{\xi} / W_{10}^{\xi} = \Omega_1 \Omega_0^{-1} \exp(-\Delta E_{\xi} / KT);$$

$$\Delta E_{\xi} = Y_1^{\xi\alpha} \Phi_{\xi\alpha} + Y_1^{\xi\beta} \Phi_{\xi\beta},$$

где $W_{01}^{\xi} / W_{10}^{\xi}$ – отношение вероятности отрыва частицы ξ от кристалла W_{01}^{ξ} к вероятности ее присоединения к кристаллу W_{10}^{ξ} ; ΔE_{ξ} – изменение потенциальной энергии частицы в процессе перехода; $\Omega_1 \Omega_0^{-1}$ – частоты колебания частицы в твердой и жидкой фазах; α, β – компоненты бинарной системы ($\alpha - \beta$); $Y_1^{\xi\alpha}, Y_1^{\xi\beta}$ – число ближайших с ξ -частицей соседей компонентов α и β в кристалле; $\Phi_{\xi\alpha}$ и $\Phi_{\xi\beta}$ – энергия парного взаимодействия компоненты по отношению к энергии взаимодействия в расплаве.

Анализ кинетики роста кристаллов с помощью указанного вида уравнений позволяет выявить принципиально важную особенность этого процесса. Она состоит в переменном изменении в расплаве или растворе концентраций кристаллизующихся компонентов и при колебании температурного градиента сопровождается затормаживанием кристаллизации (либо её прекращением). Это приводит к насыщению рудной системы ультратонкими классами минералов. Такой эффект проявляется, в частности, при формировании зародышей с ионным типом взаимодействий в широкой области пересыщений, когда возникают упорядоченные структуры; пересыщение расплава приводит к их разрушению, сопровождающемуся возникновением доменов, размер которых уменьшается с увеличением скорости кристаллизации. Происходит разупорядочивание компонентов, и в твердой фазе создается общая ультратонкая структура рудного или породного агрегата, в котором совместно присутствуют кластерные и кристаллические формы минералов.

Нетрудно понять, что процесс кристаллизации, в сущности, распадается на две взаимно увязанные фазы: формирование кластерных форм и рост кристаллов на устойчивых зародышевых структурах; их можно рассматривать как последовательную координацию атомов или ионов. Однако поскольку предельной координацией обладают только атомы внутренней части уже сформировавшейся решетки [Строителев, 1980], то в кластерах или дозародышевых формах, обладающих большой удельной энергетически напряженной по-

верхностью, где к тому же могут появляться локальные электрические поля с повышенным значением потенциала, они не полностью координируются, иначе говоря, не имеют полного числа соседей.

Если число соседствующих в структурах атомов или ионов обозначить через m , а число вакансий через n , то отношение этих параметров (m/n) даст некоторый коэффициент (K), характеризующий полноту координации атомов в формирующейся дозародышевой структуре или кластере ($K = m/n$). Атомы или ионы, надежно присоединенные к кристаллу, будут иметь $K > 1$; при $K = 1$ число вакансий или свободных химических связей и занятых атомами позиций должно распределяться поровну. Неустойчивое положение занявших вакансии атомов будет отвечать неравенству $K < 1$.

В изменяющейся термодинамической обстановке, когда развитие процесса кристаллизации проходит через все значения K , что и определяет координацию атомов при групповом присоединении их к различным граням, могут возникать одномерные, двумерные группировки и трехмерные зародыши. Последние в зависимости от типа структур или участвующих в их образовании элементов обладают далеко не одинаковой устойчивостью, определяющей различный ход кристаллизации. Если зародыши оказываются устойчивыми при минимальном количестве участвующих в их строении атомов, то кристаллизация может пойти по пути спонтанного массового их появления, при этом возникающая недосыщенность системы кристаллизующимися компонентами может приводить к прекращению роста зародышей, таким образом определяется ультратонкая размерность выделений рудных минералов. Поэтому можно утверждать, что именно полнотой координации на зародышевом уровне, изначально присущей некоторым соединениям, регулируется формирование ультратонких классов рудных минералов, однако во всех случаях этот процесс детерминирован временем кристаллизации, она является его функцией. При этом большую роль играют участвующие в реакциях элементы, которые проявляют разную склонность к аморфизации. Химические соединения, сплавы или интерметаллиды, обладающие такими свойствами, образуют кластерные или дозародышевые ассоциаты с повышенной полнотой координации, что часто, наряду с термодинамическими режимами, и программирует размерность минералов.

Кинетика такого процесса просматривается при экспериментальном формировании полупроводниковых структур с квантовыми точками, когда на энергетически напряженной поверхности кристалла создается упорядоченное распределение кластерных форм, что может свидетельствовать о резонансном возбуждении решеткой волнового колебания атомов кристаллизующейся среды. Этот вывод отвергает модель стохастического заполнения атомами вакансий и согласуется с представлениями о нелинейном характере процесса кристаллизации, в которой как колебания атомов кристаллизующейся среды, так и растущей решетки нормируются частотой $\sim 10^{13}$ раз в секунду. Переход одномерных кластерных структур в многомерные зародыши и последующий рост отмечается постоянным метрическим значением вурфа ω для всех сингоний, равным 1,32, указывающим на объемный рост кристаллов.

В рудных системах дисперсные частицы обычно отличаются некоторым разбросом по размерам в диапазоне от аморфных или кластерных форм и до

полнокристаллических выделений; на гранях последних, как правило в ассоциации с углеродистым субстратом, в виде тончайших пленок или молекулярно-кластерных соединений (до 5 мкм) аморфизуется рудное вещество. Подобные дисперсные минеральные системы можно классифицировать как диссипативные структуры, которые развиваются при магматических, гидротермально-метасоматических и метаморфических процессах. Направленная концентрация рудного материала, определяющаяся структурными или геохимическими барьерами, способствует формированию промышленных месторождений с упорными рудами, в которых ведущая роль принадлежит ультратонкой размерности минеральных выделений.

Если кинетика роста кристаллов могла определять вероятностный характер гранулярного распределения минеральных выделений в рудах, то тогда его можно характеризовать случайной функцией $\varphi(x)$ и процесс опишется уравнением следующего вида:

$$\overline{\varphi(x)} = \sum_n \varphi(x_n) f(x_n),$$

где $f(x)$ – функция распределения.

Таким образом, гранулярный состав рудных парагенезисов находится в прямой зависимости от типа месторождений или их формационной принадлежности, часто определяющейся последовательностью кристаллизации петрогенного (жильного) и рудного комплексов или масштабом и временными интервалами проявления метасоматических процессов. Например, золото-серебряная, платиново-металльная, редкоземельная ассоциации, формируясь в интерстициях жильных минералов, во многих случаях образуют тонковкрапленные ксеногенные выделения; они развиваются по микротрещинам, которые на начальных этапах становления рудных систем при быстрой смене напряжений образуют трещинную матрицу для реализации рудного потенциала гидротермальных растворов или метасоматитов.

Ярко выраженная ксеногенная природа ультратонкой размерности минералов платиново-металльной ассоциации, развивающейся в рудных формациях, или сходного с ней минерального комплекса золото-серебряных вулканогенных месторождений, так же как и многих других с признаками ксеногенности россыпеобразующих минералов, свидетельствует о едином механизме их образования. Он, несомненно, связан со спонтанной кристаллизацией «переохлажденных» магматических или гидротермальных систем, в которых рудное вещество, возможно, находилось в аморфном состоянии. Реализация такого механизма связана с мгновенным изменением давления, вызвавшим растягивающие напряжения и массовое формирование микротрещиноватости, послужившей матрицей для образования зародышей рудных минералов, которые возникали со скоростью J , описываемой равенством Уолтона–Родина [Современная кристаллография, 1980, с. 63].

$$J = \xi I (I / v n_0)^N \exp \{ [E(N_i) + (N_i + 1) \epsilon_i - U_{i0}] / kT \}.$$

В приведенных в различных разделах книги примерах просматривается прямая зависимость размерности минералов от временной функции, опреде-

ляющей скорость смены термодинамических режимов; при сжатии времени кристаллизации затормаживается или полностью прекращается рост зародышевых форм при дальнейшем развитии рудного процесса, программирующего размерность рудных минералов; при растянутом временном интервале его протекания продолжающийся рост минеральных выделений выводит рудные формации в класс россыпеобразующих. Весьма яркими примерами зависимости роста рудных выделений от смены режимов во времени могут служить вулканогенные месторождения золота, щелочные массивы с тонкой вкрапленностью редкоземельных минералов, сульфидные, оксидные или нефелин-фойдолитовые типы платиново-металльной минерализации: они, как правило, давая значимые месторождения промышленных руд, никогда не сопровождаются россыпями.

23. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ

Россыпи различных полезных ископаемых, будучи полигенными и полихронными образованиями, являются производными сложного взаимодействия трех оболочек Земли: литосферы, гидросферы и атмосферы. Динамика зоны их сопряжения детерминируется эндогенной и экзогенной энергией, поэтому эти месторождения как никакие другие должны рассматриваться в качестве продукта космической жизни Земли. До недавнего прошлого к общепризнанным источникам энергии, определяющей динамические и сопутствующие им физико-химические процессы, развивающиеся в ходе эволюции сопряженных геосфер, относились: лучистая энергия ($5,9 \cdot 10^{18}$ Дж/год) и корпускулярное излучение ($8 \cdot 10^{11}$ Дж/год) Солнца, свечение звезд ($2,3 \cdot 10^{11}$ Дж/год), энергия космических лучей ($5 \cdot 10^{11}$ Дж/год) и гравитационного взаимодействия Луны и Солнца ($6 \cdot 10^{13}$ Дж/год), полярных сияний (10^{12} Дж/год), свечение неба (10^{12} Дж/год), энергия падения метеоритов ($5,9 \cdot 10^{12}$ Дж/год), молний ($6,7 \cdot 10^{13}$ Дж/год), фонового свечения воздуха ($4,2 \cdot 10^{10}$ Дж/год), а также суммарная энергия внутренних сфер Земли ($3,4 \cdot 10^{15}$ Дж/год). Однако нами [Шило, Вашилов, 1989] было показано, что приливной возмущенный потенциал, возникающий в ходе солнечных и лунных приливов, описываемый выражением

$$W_2 = fm / 2 \cdot R^3 / r^3 (3 \cos^2 \alpha - 1),$$

среди прочих компонентов вносит главный вклад в энергетический баланс динамических и физико-химических процессов, определяющих континентальное породообразование, которое сопровождается формированием россыпей. Величина этой энергии, приводящей, в частности, к радиальным деформациям Земли, по нашим расчетам равна 10^{28} Дж/год.

Связанное с энергией приливов кинематическое возмущение во внешней зоне земной коры в первую очередь приводит к ослаблению сил трения слагающих ее блоков, сопровождается изменением сплошности среды. Под действием приливов и отливов с определенной периодичностью нарушается

проницаемость внутрикорового и внутримантийного вещества, что не может не сказываться на механизме регуляции изостатического равновесия. Высокочастотные знакопеременные радиальные и тангенциальные силы, возбуждаемые энергией приливного горба, проникая в мантию, способствуют формированию ее анизотропии. Таким образом приливы и отливы, инициирующие волну громадных напряжений во внешней зоне планеты, оказывают как бы каталитическое воздействие на переходы вещества из одного состояния в другое как в земной коре, так и в мантии. Именно этими гигантскими силами непрерывного действия, активизирующими на поверхности планеты физико-химические и литогенетические процессы, определяется лимитированное во времени существование материков, надокееантическая часть которых, согласно расчетам, должна уничтожаться в течение 18–20 млн лет. Этот феномен, кстати сказать, совершенно не учитывается современной тектоникой ни в одной концепции динамики земной коры и верхней мантии.

Сказанное позволяет утверждать, что закономерности планетарного размещения россыпных месторождений определяются в ходе эволюции геологических структур земной коры и различных типов континентального и субмаринного литогенеза; все варианты последнего, как показано, детерминируются суммированной эндогенной и экзогенной энергией, главный вклад в которую вносится приливами и отливами Луны и Солнца. Однако основой самого появления россыпных провинций являются соответствующие металлогенетические комплексы, характеризующиеся широким развитием россыпеобразующих рудных формаций. Вместе с тем при прочих равных тектоно-магматических и тектоно-геоморфологических условиях формирование различных россыпных провинций регулируется зональностью литогенетических процессов.

Значительная роль в определении этой зональности принадлежит, в частности, адвективным потокам тепла R_0 , формирование которых находится в прямой зависимости от положения континентов, характера рельефа и др., которые выступают в качестве регулятора распределения многолетней T_0 и фоновой T_ϕ температур подстилающей поверхности. Адвекция потоков поддается количественным оценкам и может быть описана следующим равенством:

$$R_c^0 = (T_0 - T_\phi) \sqrt{\rho c 2\pi \alpha / \tau_0},$$

где $\sqrt{\rho c 2\pi \alpha / \tau_0}$ – соотношение теплоусвоения.

Из этого равенства в самом общем виде видна корреляция образования россыпных месторождений с космической жизнью Земли. Эта связь просматривается не только в источниках энергии, о чем сказано выше, она фиксируется присутствием в минеральных парагенезисах россыпей космического вещества, позволившего выделить, наряду с зональными типами литогенеза, азональный астрональный, хотя значение его не столь велико, как, например, вулканогенно-осадочного литогенеза, также отнесенного к азональному.

Сказанное выше позволяет понять тот тривиальный факт, что вопросы теории образования россыпей могут решаться с различных позиций; например, одним из аспектов этой проблемы может являться минеральный состав

месторождений, который находится в прямой зависимости как от характера коренных источников россыпей, так и от эволюции эндогенных месторождений и рудных полей в экзогенную стадию их развития. Исходной позицией при решении теоретических вопросов россыпеобразования может быть анализ различных типов континентального литогенеза, определяющих условия концентрации в рыхлых отложениях рудного вещества или, напротив, его рассеяние. Как известно, более общими факторами, однако весьма существенно влияющими на формирование не только отдельных россыпных месторождений, но и целых провинций, являются тектоно-магматический и тектоно-геоморфологический аспекты развития структур того или иного участка Земли. Основываясь на этом, создание теории россыпеобразования может быть согласовано с эволюцией магматизма и тектонических структур таких провинций, их возраста, соотношения с другими структурами земной коры и т. д. Наконец многоаспектную теорию россыпеобразования можно рассматривать с позиций меры, количественной интерпретации отдельных стадий этого сложного процесса, определения его энергетической составляющей. Такой подход к анализу качественно различающихся геологических явлений или объектов позволяет при всем сложном разнообразии коренных и россыпных месторождений, внешне как будто бы не связанных между собой, фиксировать и количественно оценивать общие параметры развития или генезиса, определяющиеся геологическим временем и средой, общими источниками энергии их образования.

В настоящем разделе будет сосредоточено внимание именно на этом аспекте россыпных месторождений различных полезных ископаемых, еще недостаточно разработанном, в основе которого лежит количественная оценка отдельных звеньев единого геологического процесса, являющегося, как сказано, функцией космического положения планеты; при создании развитого соответствующего математического аппарата такой подход можно рассматривать в качестве будущего общего фундамента изучения вообще всех или по крайней мере большинства явлений, относимых к геологии, а в нашем конкретном случае – к рудогенезу.

На основании интерпретации количественных оценок различных стадий россыпеобразования, как мне представляется, полнее раскрывается природа месторождений, являющихся интегральной производной рудообразующих систем, развивающихся под влиянием многофакторных неравновесных процессов. Уже достигнутый уровень теоретических исследований россыпеобразующего процесса, в ходе изучения которого использованы для количественных оценок математические уравнения или соотношения, позволяет достаточно обоснованно сводить последние в единую схему, что даст возможность все разнообразие внешне как будто бы не сопоставимых явлений подвести к общему знаменателю. В разных местах работы с известной степенью корректности описывались отдельные стадии образования россыпных месторождений различных полезных ископаемых. Однако рассмотренные в той последовательности, в какой происходит развитие россыпеобразующего процесса, модельные выражения дают возможность лучше понять его общую динамику.

В этом сложном многофакторном процессе все рудные месторождения выступают в двух формах: к одной относятся такие их представители, кото-

рые при известных условиях являются источником образования россыпей и составляют класс россыпеобразующих формаций, другие – в силу показанных в работе причин не дают россыпей и поэтому не являются россыпеобразующими. Экзогенное преобразование рудных формаций, относящихся к классу россыпеобразующих, должно удовлетворять условиям следующего неравенства:

$$\Delta m_1(X, Y) < \Delta m_2(X, Y),$$

где Δm_1 – концентрация рудного вещества в источнике; Δm_2 – концентрация рудного вещества в россыпи, (X, Y) – координаты точки концентрации.

Из него очевидно, что экзогенная трансформация эндогенных коренных источников россыпей или рудных месторождений сопровождается концентрацией рудного вещества на всех или отдельных стадиях развития континентального литогенеза, что, в сущности, и приводит к образованию россыпей. Причем они могут возникать и за счет бедных коренных источников, хотя их значительные размеры являются неперенным условием образования крупных россыпей. Приведенное соотношение указывает на необязательную адекватность средних содержаний россыпеобразующих минералов в рудных месторождениях и в возникших за их счет россыпях.

Если же рудное вещество в коренных источниках находится в таких минеральных формах, которые не способствуют его концентрации в рыхлых отложениях, т. е. в ходе развития литогенетических процессов происходит его рассеивание, то такие рудные месторождения или рудопроявления, относясь к не россыпеобразующим формациям, не дают россыпей. В этом случае динамика преобразования рудных формаций развивается в соответствии со следующим неравенством:

$$\Delta m_1(X, Y) > \Delta m_2(X, Y).$$

В работе было показано, что фундаментальной основой концентрации рудного вещества в экзогенных условиях являются свойства рудных минералов, интегральным выражением которых прежде всего является энергия кристаллической решетки, определяющаяся прочностью связей структурных элементов в кристалле и другими ее параметрами. От них зависит устойчивость рудных минералов в гипергенных преобразованиях коренных источников россыпей. В практике для описания этих параметров минералов привлекаются различные уравнения. Например, исходя из того, что критерием конституции минералов являются их плотность ρ и твердость H , выраженные через суммарный атомный вес ΣA межатомные расстояния d , валентности электроположительных и электроотрицательных атомов ($W_k W_a$), координационные числа (CN), используются следующие уравнения:

$$\rho = \rho \left[\Sigma A / (d^3) \right];$$

$$H = \alpha k \left[W_k W_a / d^2 \right] \beta \gamma,$$

где k – коэффициент прочности атомной связи, зависящий от ковалентности; β – коэффициент ослабления связи; α – коэффициент пропорциональности; γ – коэффициент плотности упаковки атомов.

Иногда для решения этих вопросов представляется весьма важным определение в минеральном виде атомных связей, которые могут быть найдены по равенству

$$\sigma = k \left[(W_k W_u) (CN \cdot d^2) \right] \beta.$$

Строение кристаллов, а значит, и их гипергенная устойчивость функционально связаны с количеством структурных элементов n , их размерностью R и поляризационными свойствами J , что может быть выражено функцией вида

$$S = f(\Sigma n R_i R_u J).$$

Приведенные уравнения сложны и, в сущности, пригодны только при исследованиях различных кристаллографических мотивов или решеток кристаллов. Причем при решении этих и особенно квантово-механических уравнений не всегда можно получить однозначные, воспроизводимые в экспериментах результаты. Оказалось, как это детально рассмотрено в разд. 1, что, поскольку в основе гипергенной устойчивости минералов лежат два параметра: плотность ρ и твердость H , то логарифм их произведения дает безразмерную величину, которая во всех отношениях удовлетворяет характеристикам устойчивости как рудных россыпеобразующих, так и породообразующих или жильных минералов. Причем твердость взята по шкале Мооса. Эта безразмерная величина названа мною константой гипергенной устойчивости минералов $K_{г\gamma}$. Она прямо пропорциональна твердости и плотности минералов, что показано в следующем равенстве:

$$K_{г\gamma} = \lg(\rho H).$$

Проверка корректности вывода константы гипергенной устойчивости минералов осуществлена в разд. 2 и на рис. 2.1 и 2.2. Весьма также показательно, что для каждого семейства россыпеобразующих минералов, расклассифицированных по константе гипергенной устойчивости (см. табл. 2.1), характерны свои значения ионного потенциала и заряда катиона. Наибольшие их величины относятся к простым и сложным оксидам (4,5–7,5 и 3), за ними идут вольфраматы (2–2,5 и 2), затем фосфаты (0,5–2,5 и 1–3), карбонаты (2–2,5 и 2–3) и силикаты (2,2–5,3 и 2–4).

Эндогенная история рудного месторождения, которое характеризуется совершенно определенными парагенетическими минеральными рудными и жильными ассоциациями, свойственными коренным месторождениям вообще и, в частности, относящимся к россыпеобразующим формациям, в первом приближении может быть оценена изобарно-изотермическим потенциалом ΔZ . Его значение определяется исходными элементами, которые участвуют в химических реакциях, протекающих в рудном процессе; ими, а также внут-

ренной энергией системы U детерминируется формирование рудных парагенезисов. Этот процесс, как известно, развивается под строгим термодинамическим контролем и регулируется давлением P и температурой T . Его протекание зависит также от энтропии S и энтальпии H системы, что видно из следующих соотношений:

$$\Delta Z = \Delta H - T\Delta S;$$

$$\Delta Z = \Delta U - T\Delta S + P\Delta V,$$

где T – абсолютная температура; P – давление; ΔV – разность объема исходных и конечных веществ, участвующих в рудообразовании; ΔU – разность внутренних энергий системы; ΔH – разность энтальпий; ΔS – разность энтропий.

Однако приведенными уравнениями более или менее корректно можно описать лишь химические реакции, лежащие в основе рудообразующего процесса, якобы протекающего вне временного пространства, и они скорее могут быть применены к условиям метаморфогенного рудообразования, где решающая роль принадлежит исходным веществам, давлению и температуре, тогда как временной параметр, играющий ничтожно малую роль, обычно не учитывается. Принадлежность рудных месторождений к россыпеобразующим формациям является функцией времени минералообразования, которое и определяет характеристики рудного вещества, приобретаемые минералами в широком временном диапазоне рудообразующего процесса; им детерминируется, например, агрегатность минералов и другие важные их физические свойства. Иными словами, скорость протекания рудообразования, по видимому, играет определяющую роль в формировании россыпеобразующих и не россыпеобразующих рудных формаций. Тогда изобарно-изотермический потенциал должен являться функцией времени [$\Delta Z = f(t)$], а это значит, что система переходит в класс неравновесных процессов, которые могут быть описаны неравенством И. Р. Пригожина:

$$\int dv \sum_j (\partial \mu_i / \partial p_j) \partial p_j / \partial t \cdot \partial p_j / \partial t \geq 0,$$

где μ_i – химический потенциал компоненты i , j – обобщенный поток.

Таким образом, процесс формирования рудного тела правильнее рассматривать в качестве динамической системы, развивающейся в колебательном режиме, в которой равновесное состояние ($dP/dt < 0$) сменяется неустойчивостью ($dP/dT = 0$), что описывается уравнениями развития диссипативных структур, а геометрия их кривых проявляет сходство с колебательными гармониками кристаллизации магматических расплавов, которые попеременно затормаживаются с выделением тепла при кристаллизации различных минералов.

Любое рудное месторождение, являющееся коренным источником россыпей, в общем случае можно описывать фракталами или теорией агрегации, поскольку именно в этом процессе возникают фрактальные кластеры, перерастающие в кристаллы с дендритовидной агрегатностью, формирующейся ритмичностью руд или зональностью рудных полей, проявляющейся почти

на всех структурных уровнях и т. д. В общем это динамическая система с притягивающими траекториями. Изучение ее развития обнаруживает свойства последовательно самоорганизующейся системы, проходящей все стадии от роста кристаллических решеток минералов и до формирования рудного поля, с трансляцией симметрии в ходе образования его структуры.

Н. Г. Стенина [1998] полагает, что смысл зональности, в частности золоторудных месторождений, вскрывается на ультрамикроскопическом уровне прямого разрешения кристаллической решетки. Она установила в минералах из некоторых месторождений несоразмерные фазы, характеризующиеся иррациональным сверхпериодом, обусловленным смещением атомов из узлов рациональной трансляционной цепочки в соответствии с законом

$$\eta^{\otimes} = \eta_0 \exp i(q_0 r + \varphi).$$

По мнению данного автора, «особенности строения и состава золоторудных полей указывают на то, что они являются природными фракталами. Самоорганизация их вещества происходит через аква-комплексы $[2\text{SiO}_3\text{-OH}_2\text{-Me}^{n+}2\text{Me}^{m+}\text{O}_4]$ ».

К сожалению, эта сторона количественного описания процесса образования рудных месторождений еще недостаточно изучена, хотя, по-видимому, весьма перспективна. Поэтому ограничусь лишь упоминанием этого многообещающего направления исследований.

Всем известно, что всякое рудное месторождение или рудопроявление, выведенное на дневную поверхность того или иного участка Земли, по геологическим особенностям относящегося к рудному полю, заканчивает свою эндогенную историю через зону окисления, в различных вариантах меняющуюся по составу и структурным особенностям в зависимости от типа литогенеза, образованием элювиального слоя. Физико-химические исследования, в частности, солифлюкционных плащей, формирующихся в пределах рудных полей в поясе развития перигляциального литогенеза, выявили такие особенности динамики их развития, которые можно описать приведенным выше неравенством И. Р. Пригожина. Различия минеральных парагенезисов в эндогенную и экзогенную стадию развития рудных систем фиксируются термодинамическими параметрами, что проявляется в исчезающе малом периоде равновесных стадий. Вместе с тем экзогенная стадия должна характеризоваться более значимыми количествами производства энтропии.

Однако если рассматривать динамику тектоно-геоморфологического развития рудного поля, что в самом общем виде определяет условия миграции рудного вещества и его концентрацию на всех последующих стадиях россыпеобразующего процесса, неодинаково эффективного в различных типах континентального литогенеза, то исследователь неизбежно столкнется с функциональной связью этого процесса с мощностью элювиального слоя или рыхлого покрова вообще m и его подвижностью, т. е. скоростью разрушения выведенных на поверхность или в экзогенную зону горных пород и рудных тел Ae , а также с плотностью и динамической вязкостью рыхлого чехла рудного поля (a и c). В этом случае понимание процесса достигается при его описании следующими соотношениями:

$$\begin{aligned} du/dt &= a/3\Delta[m^3/c\Delta u]; \\ dm/dt &= Ae^{-bx} + a/3\Delta[m^3/c\Delta u], \end{aligned}$$

где du/dt – скорость изменения дневной поверхности; dm/dt – скорость изменения элювиального слоя рудного поля; Δu – вектор с компонентами du/dx и du/dy , равными наклону поверхности вдоль осей x и y ; b – коэффициент, отражающий скорость разрушения поверхности рудного поля.

Поступающий с определенным коэффициентом разрыхления k_p во флювиальную зону материал, содержащий рудное вещество (т. е. россыпеобразующие минералы), подвергается физико-химической переработке, характер и интенсивность которой определяется типом литогенеза – его физико-географической зональностью или азональностью. Однако трансформация материала, отбор рудного вещества и его концентрация в значительной степени будут зависеть от физико-химических характеристик, количества рудного вещества в твердой фазе m_p и доли россыпеобразующих минералов, свободных от сростков с жильными породами m_r . В этом случае процесс образования россыпи в речной долине с нормальной мощностью аллювия может быть описан уравнением, которое в свое время В. В. Поликарпочкиным было использовано для анализа условий концентрации рудного вещества в речной долине (см. разд. 10.4), когда этот процесс зависит от размеров коренного источника. Оно имеет следующий вид:

$$C = 1/k \cdot Ml / (L_2 - L_1) \cdot [e^{-(\delta+x)(x-L_2)} - e^{-(\delta+x)(x-L_1)}] / \psi(x).$$

Но, как известно, концентрация россыпеобразующих минералов происходит по мере их отделения от жильного материала в сложных условиях развивающейся турбулентности в потоке, она зависит от смывающей скорости потока V_e , прямо пропорциональна конечной скорости падения тела в воде V_0 и средней вертикальной составляющей скорости потока $V_{ср}$. Характеристику этого процесса количественно можно описать динамической скоростью потока с турбулентной структурой, оно имеет следующий вид:

$$V_e = C \sqrt{V_0^2 - V_{ср}^2},$$

где C – коэффициент уклона русла.

Так как концентрация россыпеобразующих минералов или вообще рудного вещества во флювиальном процессе зависит от скорости потока V , имеющего турбулентную структуру, пропорциональна гидравлическому радиусу R и гидравлическому уклону i , а также определяется ускорением силы тяжести g , то этот процесс можно описать уравнением Л. Прандтля, имеющим следующий вид:

$$V = \sqrt{g Ri}.$$

В русловом потоке происходит дифференциация минералов. В этом акте участвуют не только рудные ассоциации, но и нерудный минеральный комплекс. Параллельно с отделением россыпеобразующих минералов от жиль-

ного материала происходит удаление из зоны концентрации рудного вещества всех минералов с малой $K_{гв}$, т. е. тех минералов, которые имеют ее значение ниже константы кварца ($K_{гв} > 1,26$). Таким образом, осуществляется гравитационная и гидрохимическая сегрегация рудного вещества от жильного материала и вообще от всех вмещающих рудное вещество пород, но одновременно с этим развивается и набирает силу дифференциация россыпеобразующих минералов по разным признакам. Одними из важных параметров, которые определяют эту дифференциацию, являются их физические свойства и характер поверхности. В водном потоке, как показали исследования, происходит разделение рудных минералов по равнопадаемости, что может быть описано уравнением

$$d_1/d_2 = [(\delta_2 - \Delta)\psi_1] / [(\delta_1 - \Delta)\psi_2],$$

где d_1 и d_2 – диаметры минералов; δ_1 и δ_2 – плотности минералов; Δ – плотность среды; ψ_1 и ψ_2 – коэффициенты сопротивления; или величине равноскоростности падения зерен минерального вещества в жидкой среде, которая определяется формой зерен, характером их поверхности и др., что можно выразить соотношением

$$e = (d_1 / d_2)^{3/2}.$$

Диаметр транспортируемых потоком зерен иногда дает важную информацию для решения литологических и гидрологических вопросов; помогает понять условия концентрации рудного вещества, выделяющегося среди других осадков модой на графике. Его определение по количественно преобладающей, средневзвешенной фракции для этих целей оказывается весьма эффективным и определяется следующей зависимостью:

$$D_B(d_1 P_1 + d_2 P_2 + \dots + d_n P_n) / 100 = (\Sigma d_i P_i) / 100,$$

где P_1, P_2, \dots, P_n – содержание каждой фракции; d_1, d_2, \dots, d_n – средняя их крупность.

Все сказанное выше относится к организованным потокам с турбулентной структурой, хотя при этом нельзя не учитывать и ламинарную его составляющую. Однако субмаринное россыпеобразование, происходящее в латеральной волноприбойной зоне активных или пассивных шельфов, существенно отличается от охарактеризованного выше, связанного с континентальным породообразованием. В морской латерали, как показали эксперименты, этот процесс приобретает иную форму, поскольку его динамика определяется накатывающейся волной. Здесь происходит разделение россыпеобразующих минералов от не россыпеобразующих, при одновременной концентрации в осадке первых и удалении вторых. Поведение минералов в волноприбойной зоне можно описать равенством, которое и характеризует в самом общем случае субмаринное или литоральное россыпеобразование. Оно имеет следующий вид:

$$V_e = 41,4Y^{2/3} d^{10} T^{1/4},$$

где V_c – срывающая критическая скорость волнового потока, см/с; Y – плотность минералов, г/см³, d – диаметр зерен, мм, T – период волны, с.

В связи с литоральным россыпеобразованием весьма важно отметить, что опробование и исследование минерального состава осадков дальнего шельфа, т. е. зоны, удаленной от литорали, показало отсутствие концентрации россыпеобразующих минералов. На дальнем шельфе выявляется лишь элементная характеристика осадка. Она может быть описана следующим равенством:

$$C(X, Y, Z) = \int_{i=1}^k d_i \cdot f_i(X, Y, Z),$$

где $f_i(X, Y, Z)$ – базисная функция.

Однако существует и более глубокая проработка количественной интерпретации россыпеобразующего процесса в литоральной зоне. Ее модель, предложенная С. Е. Саксом и А. Е. Смолдыревым [1970] на Всесоюзном совещании по проблемам геологии россыпей, подверглась обсуждению и была признана вполне корректной. Детали этой модели рассмотрены в разд. 11.2. Поэтому здесь уместно привести лишь уравнения, которые вполне удовлетворительно вписываются в общую схему оценки динамических процессов отдельных стадий россыпеобразования:

$$V' = \int_{r_{\min}}^{r_i} P'_a(r) dr;$$

$$V'' = \int_{r_{\min}}^{r_i} P''_a(r) dr;$$

$$-\frac{dV'}{dt} = \frac{\varphi}{a'} \frac{V'}{V' + V''};$$

$$-\frac{dV''}{dt} = \frac{\varphi}{a''} \frac{V''}{V' + V''};$$

$$\bar{s} = \bar{s}_0 \int_{r_{\min}}^r P_0 \exp\left(-\frac{u \cdot y}{\psi}\right) dr;$$

$$Q_{ab} = b \int_0^y \int_a^b (u - u_*) \frac{\partial \bar{s}}{\partial r} dy dr.$$

Вероятно, концентрацию россыпеобразующих минералов или рудного вещества можно описать уравнениями функций распределения (будь то в элювиальном слое, иногда под действием окислительно-восстановительных процессов развивающихся в коры химического выветривания, или в делювиально-солифлюкционных отложениях, в аллювии речных долин или в волноприбойной зоне морской литорали).

$$F_\xi(x) = P(\xi < x);$$

$$\xi(\omega) = \omega, \omega \in [a, b];$$

$$F(x) = P(\xi < x) = (x - a)/(b - a).$$

Рассмотренные в этом разделе фрагменты общего универсального многостадийного россыпеобразующего процесса с количественной интерпретацией отдельных его стадий или локализованных звеньев показывают, что создание его общей модели должно опираться на решение чрезвычайно широкого круга проблем геологии рудных месторождений и россыпей, как правило относящихся к неравновесным системам. Термодинамические условия формирования рудных россыпеобразующих формаций определяются флюидной компонентой магматических расплавов. Отделение их от магм кладет начало развитию рудообразующих систем; последние, эволюционируя, в одних случаях заканчивают свое развитие образованием магматических месторождений, в других – гидротермальных, включая метасоматические рудные комплексы. Во флюидах водородная составляющая играет решающую роль; флюиды, эволюционируя от восстановленных состояний до окисленных, продуцируют ювенильные гидротермы.

Как ни парадоксально, но россыпеобразующий процесс также протекает с участием флюидов и воды, но при иных температурных и барических условиях. Именно поэтому, несмотря на кажущееся их несопоставимое термодинамическое различие, рудный и россыпеобразующий процессы связаны с развитием неравновесных систем; в этом случае предложенные выше количественные оценки отдельных их стадий действительны лишь для локальных звеньев. Реальные же модели этих процессов должны создаваться на основе теории диссипативных структур, что, разумеется, сильно усложняет задачу, так как для этого потребуются специальные исследования и разработка нового математического аппарата.

В заключение этого раздела хотелось обратить внимание на тот факт, что в природе все процессы, в том числе относящиеся к классу рудообразующих, протекают по наиболее энергетически выгодным вариантам. Видимо, в основе этого прежде всего лежит закон сохранения энергии; это положение эффективно просматривается, например, в том, что сила притяжения двух тел в гравитационном поле прямо пропорциональна произведению их масс и обратно пропорциональна квадрату расстояния между ними. С этим законом странным образом совпадает возрастание площади поверхности тел, имеющих форму шара, она прямо пропорциональна квадрату его радиуса. При этом если происходит слияние двух сфер, то суммарная их поверхность возрастет в квадрате, а ее новый объем в кубе. Поэтому любая количественная интерпретация россыпеобразующего процесса должна учитывать эти самые общие положения изменения объемов тел и законов их взаимодействия как между собой, так и со средой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный в книге материал со всей очевидностью показывает, что отрасль геологических знаний, которая в начале XX в. стала очерчиваться контурами специфического научного направления как в учении о полезных ископаемых, так и в геологии вообще, в преддверии XXI столетия оформилась в учение о россыпях. Логика развития этого учения опиралась на фундаментальные законы взаимодействия литосферы, гидросферы, атмосферы и ноосферы. Таким образом, учение о россыпях основывается на синтезе знаний о неравновесных динамически напряженных тектоно-геоморфологических и физико-географических процессах, происходящих в сопряжении твердой Земли с ее жидкой и газовой оболочками; здесь проявляются две противоположно направленные силы: гравитация и тепло; они активизируют в верхней зоне земной коры пороодо- и рудообразование. В субаэральных условиях взаимодействие этих сил сопровождается формированием кластогенных или россыпных месторождений и рудоносных кор химического выветривания. В первом случае ведущая роль принадлежит механогенезу, во втором — петроизохимическим окислительно-восстановительным реакциям, которые, иногда приобретая специфическое развитие, приводят к бокситообразованию. Как россыпи, так и коры химического выветривания включают широкий спектр полезных ископаемых, представленных большим набором гипергенно устойчивых минералов.

В более глубоких слоях рыхлого покрова Земли взаимодействие планетарных оболочек активизирует изохимические с участием кислорода окислительно-восстановительные процессы, которые инициируют формирование термобароградиентных систем. Их развитие приводит в подвижное состояние элементы поливалентной группы, которые при некоторых условиях могут концентрироваться на пороговых структурах или геохимических барьерах, образуя эпигенетически наложенные на пластовые залежи месторождения урана, селена, ванадия и др.

Из названной триады генетически разных месторождений — россыпей, кор химического выветривания и поливалентных элементов — в книге рассмотрены проблемы образования только россыпей, включая и их коренные источники, которые выделяются в класс россыпеобразующих рудных формаций. Россыпи от других экзогенных месторождений названной триады отличаются связью с кластогенным петрогенезом; именно в ходе его развития происходит концентрация гипергенно устойчивых рудных минералов в гидравлически согласованной породной ассоциации.

Таким образом, динамическое и геохимическое взаимодействие внешних оболочек Земли приводит к образованию таких месторождений полезных ископаемых, которые в XX в. сыграли решающую роль в развитии человеческого общества, — это алюминий (бокситы), уран, группа платиноидов, золото-серебряная ассоциация, титан, цирконий, редкоземельные элементы, алмазы, кварцевые пески и абразивные материалы. Их использование оказало решающее влияние на материаловедение: в нетрадиционных наукоёмких отраслях они вытеснили медь и железо.

Ввод в широкий оборот указанных элементов в технически развитых странах сопровождался сокращением производства стали, что и определило в конце XX в. главные тенденции в материаловедении. К ним, во-первых, относится широкое использование упрочняющих материалов, позволивших уменьшить массу и габариты машинного оборудования, что привело к сокращению потребления стали; во-вторых, появление легких сплавов из алюминия, титана, магния, лития и других элементов коренным образом изменило износоустойчивость конструкционных материалов и легкость конструкций, работающих в любых экстремальных условиях; в-третьих, использование в композиционных материалах наиболее распространенных в природе элементов: кремния, углерода, азота, алюминия и кислорода, которые образуют соединения со стабильными связями, — диоксид кремния, оксид алюминия, карбид кремния, муассонит и другие, их внедрение в производство позволили получить новый класс материалов — керамик и полимерных веществ.

Легкие сплавы, керамики и полимерные материалы оказались могильщиками железного века: высокая металлоёмкость национального дохода, еще недавно являвшаяся мерилем технического развития ряда стран, стала отрицательным показателем товарного производства.

Таким образом, научно-технический прогресс конца XX столетия развивался на основе вовлечения в обиход химических элементов, которые являются типичными в конституции россыпеобразующих рудных материалов, особенно объединяющихся семействами «простых и сложных оксидов», «силикатов», «фосфатов». В структурах их решеток присутствуют тантал, ниобий, алюминий, титан, магний, марганец, стронций, цирконий, иридий, кремний и многие редкие земли.

Нетривиальная ситуация в общественном производстве XX в. привела к увеличению масштабов использования россыпных месторождений и рудных кор химического выветривания, что активизировало изучение россыпей, определив на далекую перспективу ряд фундаментальных научных направлений, охватываемых учением о россыпях. К ним относятся изучение присутствующих в россыпях тонких и ультратонких классов золота, платиноидов, алмазов и других минералов, изыскание методов их извлечения. Многогранная проблема на первый план выдвинула исследования механизма образования этих минералов в рудных системах, строго лимитированных по параметрам гидротермальной или магматической деятельности. В книге показано, что в коренных источниках россыпей распределение рудных минералов по фракциям крупности контролируется не гиперболической, а параболической

функцией, характеризующейся нормальной кривой с модой, описывающей оптимальный размер зерен. Поэтому для каждой россыпи характерен свой средний диаметр минералов, отвечающий формационной принадлежности ее коренных источников, типу континентального литогенеза и гидродинамическим условиям, в которых она образовалась. Поэтому истинное соотношение различных фракций минералов в россыпях может описываться колмогоровским законом логнормального распределения.

Однако решение этой задачи опирается на количественные параметры морфоструктур поверхности Земли, которыми контролируется тип литогенеза, различный состав аллювиальных свит или литоральных залежей; именно этот фактор лежит в основе неравномерного соотношения главнейших фаций в аллювиальной толще — русловой, пойменной и старичной — и вещественно-структурного характера прибрежно-морских продуктивных отложений. Это указывает на связь как аллювиального, так и литорального седиментогенеза и россыпеобразования со структурой организованного или волно-прибойного водного потока, являющихся главной составляющей динамической системы, развитие которой сопровождается неравномерной концентрацией рудного вещества вплоть до промышленных размеров или его рассеянием. Перспективы изучения этой обширной проблемы открываются при компьютерном моделировании процессов концентрации или рассеяния рудных минералов в ходе формирования аллювиальных свит или пластовых залежей в литоральной зоне. Эффективность исследования, в частности, аллювиальных месторождений возрастает при использовании имитационных численных моделей, с помощью которых успешно могут быть решены вопросы переотложения рудного вещества из коренных источников при разном режиме врезания долин, сохранности террасовых россыпей различных уровней, формирования струйчатости аллювиальных россыпей и др. Имитационные модели выявляют зависимость струйчатости россыпей от автоколебаний ширины долины и положения ее днища в поперечном профиле, в то время как неравномерность распределения рудных минералов в продольном сечении является отражением прохождения «волны врезания» по длине долины.

Структурно-возрастная мозаика геологического строения территории России, ярко выраженная на разного типа картах, фрактально передающаяся металлогеническим провинциям и рудным районам, указывает на наличие в ее формировании хронологической и динамической дискретности, отражающей смену эпох выветривания и последующего накопления осадков. Иногда значительные мозаичные блоки покрывались трапами или базальтовыми плащами. Для них характерно сложное тектоно-геоморфологическое развитие с чередованием эпох коро- и россыпеобразования с эпохами погребения и перекрытия иногда мощными толщами последующих осадочных образований. Однако даже в стадию накопления осадков, например, в крупных синеклизах аллювиальное россыпеобразование может не прерываться, смещаясь в зону сопряжения прогибающихся структур с горными обрамлениями, где образование аллювия усиливается в связи с активизацией деятельности поверхностных водотоков на контрастно воздымающихся горных

областях. В пределах рудных районов в подобных ситуациях образуются автохтонные россыпи.

Минералогия россыпей занимает особое место среди важных направлений изучения этих месторождений, что диктуется многими причинами. К одной из главных относится возрастающий масштаб использования минералов и изготавливаемых на их основе керамик, получаемых саморазвивающимся синтезом с заданными свойствами, с желательными комбинациями различных соединений азота, кремния, углерода, алюминия, лития, титана, ниобия, тантала, циркония, стронция, бериллия, элементов цериевой и итриевой групп. Потребность в этих материалах обусловлена способностью эффективно работать в высокотемпературных, коррозионных и напряженных условиях, в частности в магнитно-гидродинамических генераторах. В этой связи особенно привлекательными являются танталит, эвксенит, самарскит, колумбит, поликраз, ильменорутил, лопарит, циркон, паризит и др. Они обладают близкими значениями константы гипергенной устойчивости и поэтому в аллювиальном процессе и в литоральной зоне концентрируются совместно, образуя комплексные месторождения.

Углубленными минералогическими исследованиями комплексных россыпей решается двуединая задача: выявляется вещественный состав, используемый при разработке методик опробования, подсчета запасов и технологических схем утилизации минерального сырья, и устанавливается основа изучения генезиса месторождений, что является наиболее надежным критерием определения масштабов коренного оруденения и перспектив открытия новых объектов в исследуемых металлогенических провинциях.

Геохимическая подвижность рудных или сопутствующих им петрогенных элементов отчетливо проявляется на всех стадиях россыпеобразующего процесса. Однако она не затухает и после завершения концентрации гипергенно устойчивых минералов в формирующемся пласте, хотя в это время россыпь как бы изолируется от внешней ландшафтной физико-географической среды. В эту стадию на первый план выступает геохимическая эволюция россыпей — постоянно проявляющийся процесс, формирующий геохимические диффузионно-ионные ореолы, в той или иной степени доступные для изучения с помощью ионнофиксирующих приборов или анализаторов высокой чувствительности.

Знание закономерностей образования и размещения этих ореолов может быть использовано для поисковых и оценочных работ. Геохимическая эволюция россыпей — одна из наименее изученных проблем, к разработке которой должны быть привлечены специалисты разного профиля, в том числе физики, геохимики и др. В настоящее время эта проблема приобрела новое звучание, поскольку без данных по россыпям, с одной стороны, невозможно определить общий баланс многих элементов в земной коре и на поверхности Земли, а с другой — без учета геохимических аспектов миграции и накопления полезных компонентов россыпей нельзя решить многие теоретические и прикладные задачи собственно россыпной геологии. Отражая в целом этап рассеяния вещества на земной поверхности в плане ее геохимической эволюции, россыпи в то же время являются носителями информации о глубоких

зонах Земли, строении размытых этажей рудных структур, климатических и тектонических событий прошлого, а также могут выступать в качестве концентраторов космогенного вещества.

В заключение я хочу обратить внимание на то, что рождение любого нового научного направления происходит сложно, сопровождается конфликтными ситуациями, противоборством представителей, исповедующих разные взгляды на те или иные явления или природу объектов. Учение о россыпях — не исключение; его сложная основа, построенная на фундаментальных законах многих наук, при изучении россыпей должна служить предостережением от поспешных заключений, постулирования частных положений или выводов во всеобщие законы. В этой связи напомню о курьезах и поучительных оценках, например квантовой механики в период ее зарождения, делавшихся выдающимися учеными. Так, А. Эйнштейн говорил: «Большие первоначальные успехи теории квантов не могли меня заставить поверить в лежащую в ее основе игру в кости. Физики считают меня старым глупцом, но я убежден, что в будущем развитие физики пойдет в другом направлении, чем до сих пор». А. П. Дирак полагал, что «релятивистская квантовая теория как фундамент современной науки никуда не годится». Луи де Бройль: «Квантовая физика срочно нуждается в новых образах и идеях, которые могут возникнуть только при глубоком пересмотре принципов, лежащих в ее основе». Э. Шредингер: «Существующая квантовая картина материальной действительности сегодня так шатка и сомнительна, как это никогда еще не было. Разрешение этого кризиса приведет в конечном счете к лучшему состоянию, чем существующий беспорядочный набор формул, составляющих предмет квантовой физики».

ТЕРМИНЫ, ВВЕДЕННЫЕ АВТОРОМ В ГЕОЛОГИЮ

Группы россыпеобразующих рудных формаций

- Метаморфогенные
- Плутоногенные
- Вулканогенные
- Плутоногенно-вулканогенные

Россыпи

- Автохонные
- Аллохтонные
- Делювиально-солифлюкционные
- Псевдоэлювиальные
- Субмаринные

Истинные шельфы

- Пассивные
- Активные

Псевдошельфы

Перигляциальный литогенез

Перигляциальное россыпеобразование

Россыпеобразующие минералы

Планиформные террасы

Делювиально-солифлюкционные отложения

В развитии тектономагматических гранитоидных поясов выделены две фазы

- Дилатационная
- Контракционно-эруптивная

В Невадийском гранитоидном массиве открыта спираль – предшественница кольцевых структур типа колец лизеганга. Американские геологи назвали ее *Spiral Shilo*

Открыт механизм образования жильных льдов в зоне перигляциального литогенеза, названный эффектом **Шило**

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б.* Титан в магматических формациях Алтае-Саянской складчатой области // Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 1. С. 312–335.
- Абдуллаев Х. М.* Дайки и оруденение. М.: Госнаучтехиздат, 1957. 232 с.
- Акулышина Е. П., Писарева Г. М.* О некоторых количественных характеристиках вещественного состава глинистой части пород и их связи с выветриванием // Геология и геофизика. 1970. № 6. С. 80–86.
- Акцессорные минералы платиновых элементов в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья / Г. Г. Дмитренко, Г. Г. Мочалов, С. А. Паладжан, В. В. Аканин // Тихоокеанская геология. 1987. № 4. С. 66–76.
- Алмазоносные россыпи Западной Якутии / И. С. Рожков, Г. П. Михалев, Б. И. Прокопчук, Э. А. Шамшина. М.: Наука, 1967. 272 с.
- Альпинотипные гипербазиты Урала / Под ред.: К. К. Золоев, Д. С. Штейнберг Информационные материалы к объяснительной записке к карте «Размещение габбро-гипербазитовых комплексов Урала». Свердловск: Уральский научный центр АН СССР, 1985. 66 с.
- Ананян А. А.* Перемещение влаги в мерзлых рыхлых породах под влиянием сил электроосмоса // Коллоидный журн. 1952. Т. 4, № 4. С. 1–9.
- Апельцин Ф. Е.* Опыт петрохимического анализа измененных изверженных пород // Тр. ВНИИ-1. Геология. Магадан, 1956. Вып. 8. С. 1–15.
- Апельцин Ф. Е.* Малые интрузии золотоносного пояса Северо-Востока СССР // Тр. ВНИИ-1. Магадан, 1959. Т. 14. С. 3–43.
- Артюшков Е. В.* О выдавливании льда ледяных жил вмещающей породой // Проблемы криометодологии. М.: Изд-во МГУ, 1969. Вып. 1. С. 34–37.
- Афанасьев А. П.* Гидрослюдистая кора выветривания // Кора выветривания. М.: Наука, 1976. Вып. 15. С. 88–97.
- Афанасьев В. П., Ефимова Э. С., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И.* Атлас морфологии алмазов России. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 292 с.
- Бабкин П. В., Беккер А. Г., Шевцов Т. П.* Особенности разведки россыпей ледниковой экарации // Колыма. 1976. № 9. С. 37–39.
- Бадалов С. Т.* Минералого-геохимические особенности золоторудных месторождений и рудопроявлений Алмалыка // Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент: Фан, 1969. С. 127–134.
- Бакулин Ю. И.* Месторождения тонкодисперсного золота невадийского типа – тип регенерированных первично-осадочных месторождений // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 126–128.
- Баранов И. Я.* Криометаморфизм горных пород и его значение для палеогеографии четвертичного периода // Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 6–36.
- Бардеева Е. Г.* Локальные обстановки формирования комплексных титано-циркониевых россыпей в осадочном чехле платформ (на примере месторождений Центральное и Обуховское): Автореф. дис. М.: ИГЕМ РАН, 1999. 20 с.
- Барсуков В. Л.* Оловорудное месторождение Тасмании (Австралия) // Геология рудных месторождений. 1972. № 5. С. 80–89.
- Бартон П. Б., Скиннер Дж. Б.* Устойчивость сульфидных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений: Материалы конф. «Науки о Земле». Фундаментальные труды зарубеж. ученых по геологии, геофизике и геохимии: Пер. с англ. М.: Мир, 1970. Т. 27. С. 211–286.

- Баталов В. Л.* Некоторые закономерности формирования руслового аллювия // Аллювий. Пермь: Перм. ун-т, 1968. Вып. 1. С. 3–17.
- Батурич В. П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 335 с.
- Берман Л. Л.* Подземные льды северной части Колымской низменности // Подземный лед. М.: Изд-во МГУ, 1965. Вып. 1. С. 112–119.
- Бескрованов В. В.* О генезисе алмазов россыпных месторождений. Россыпи, источники, их перспективы. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2000. С. 84–87.
- Бескрованов В. В., Шеманина Е. И.* Онтогенетический анализ алмазов уральских россыпей (частное сообщение).
- Беспалый В. Г.* Террасовые ряды и некоторые аспекты их изучения // Докл. АН СССР. 1973. Т. 212, № 5. С. 1181–1183.
- Беспалый В. Г.* Корреляция отложений речных террас по данным анализа террасовых рядов // Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки: Тр. Сев.-Вост. КНИИ. Магадан, 1974. Вып. 59. С. 132–145.
- Беспалый В. Г.* Климатические ритмы и их отражение в рельефе и осадках. М.: Наука, 1978. 130 с.
- Бетехтин А. Г.* Минералогия. М.: Госгеолтехиздат, 1950. 956 с.
- Билибин Ю. А.* Основы геологии россыпей. М.: ГОНТИ, 1938. 495 с.
- Билибин Ю. А.* Основы геологии россыпей. М., Л.: ГОНТИ-НКТП-СССР, 1938. 501 с.
- Билибин Ю. А.* Общие вопросы металлогении золота // Избранные труды. М., 1959. Т. 2. С. 238–339.
- Билибин Ю. А.* Петрология Ыдымакского интрузива // Избранные труды. М., 1959. Т. 2. С. 5–203.
- Билибин Ю. А.* Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи // Избранные труды. М., 1961. Т. 3. С. 67–135.
- Билибин Ю. А.* К вопросу о локализации месторождений золота // Избранные труды. М., 1961. Т. 3. С. 134–149.
- Билибин Ю. А.* Диоритовые магмы как первоисточник золотого оруденения // Избранные труды. М., 1961. Т. 3. С. 149–166.
- Билибин Ю. А.* Общие принципы регионального металлогенетического анализа // Избранные труды. М., 1961. Т. 3. С. 16–61.
- Билибин Ю. А.* Об интрузивных циклах и породах Казахской степи и связанной с ними металлогении // Избранные труды. М., 1961. Т. 3. С. 378–404.
- Билибин Ю. А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР. 1963. Т. 3. 515 с.; Т. 4. 492 с.
- Блек Р. Ф.* Постоянномерзлые грунты // Мерзлые горные породы Аляски и Канады: Пер. с англ. М.: ИЛ, 1958. С. 7–22.
- Богданович К. И.* Золото. Петроград 1910. 68 с. (Комис. по изуч. естеств. производит. сил России; Т. 4. Полезные ископ.: Вып. 10).
- Боженова А. П.* Переохлаждение воды при замерзании в почвах и грунтах // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1953. Вып. 1. С. 144–156.
- Бойчук В. В.* Формирование температурного поля Земли // Перигляциальные процессы: Тр. Сев.-Вост. КНИИ. Магадан, 1971. Вып. 38. С. 11–137.
- Бокий Г. Б.* Кристаллохимические соображения о поведении воды в мерзлых глинистых грунтах // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1961. № 1. С. 15–21.
- Борисевич Д. В.* Рельеф и геологическое строение (Урал и Предуралье) // Урал и Предуралье. М.: Наука, 1968. С. 19–78.
- Борисенко Л. Ф., Тарасенко В. С., Праскурич Г. П.* Рудоносные габброиды коростенского плутона // Геология рудных месторождений. 1980. Т. 22, № 6. С. 27–36.
- Бородавская М. Б., Рожков И. С.* Месторождения золота // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974. Т. 3. С. 5–77.
- Бородин Л. С.* Карбонатные месторождения редких элементов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. Т. 3. С. 215–235.
- Бородин Л. С.* Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981.
- Бородин Л. С., Лапин А. В., Харченко А. Г.* Редкометалльные камафориты. М.: Наука, 1973.

Боч С. Г. Форма рельефа морозомерзлотного и термокарстового происхождения // Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 148–154.

Булыкин Л. Д., Золов К. К., Малахов И. А. Офиолиты Урала // Геология и металлогения Урала. Кн. 1. Екатеринбург: Комприроды РФ, 1998. С. 83–119.

Булытников А. Я. О генетической связи золотооруденения с группами и комплексами магматических пород // Вопросы геологии месторождений золота Сибири: Изв. Томского политех. ин-та. Томск, 1968. Т. 134. С. 13–17.

Буряк В. А. Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности (Витимо-Патомское нагорье) // Докл. АН СССР. 1965. Т. 163, № 2. С. 435–438.

Буряк В. А. Золоторудные формации Ленского золотоносного района // Эндеогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966а. С. 145–155.

Буряк В. А. О генезисе золоторудной минерализации центральной части Ленского золотоносного района // Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М.: Наука, 1966б. С. 66–100.

Буряк В. А. Генетические типы и закономерности локализации золотого оруденения Ленского района // Вопросы геологии и золотоносности Ленского района. Иркутск: Иркутск. политех. ин-т, 1969. С. 116–140.

Буряк В. А. Золотоносность Западного и Северо-Западного Прибайкалья // Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1970а. С. 31–42.

Буряк В. А. О характере метаморфогенного строения и металлогенической специализации различно фациальных метаморфических комплексов // К вопросу об источнике вещества эндогенных рудных месторождений. Алма-Ата: КазНИИ минер. сырья, 1970б. С. 71–74.

Буряк В. А. О металлогенической специализации метаморфических комплексов // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 214–218.

Быховский Л. З., Гурич С. И., Патык-Кара Н. Г., Флеров И. Б. Геологические критерии поисков россыпей. М.: Недра, 1981. 254 с.

Вайнштейн В. К. Новое в науке о кристаллах // Вестн. АН СССР. М., 1986. № 9. С. 38–53.

Василенко В. Б., Зинчук Н. Н., Кузнецова Л. Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1997. 570 с.

Вейнберг Б. П. Лед. Свойства, возникновение и исчезновение льда. М.: Л.: Гостехиздат, 1940. 524 с.

Вейсман Л. И. Полигонально-жильный лед Аляски и сопредельной территории Канады // Подземный лед. М.: Изд-во МГУ, 1965. Вып. 1. С. 51–86.

Верзилин Н. Н. О связи бокситообразования с аутигенным каолинитообразованием в юрских отложениях Северной Ферганы // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194, № 4. С. 926–929.

Власов А. С., Топегин Ю. Г., Федотов А. И. К оценке и выбору способов разведки россыпей золота в Заполярье Северо-Востока // Колыма. 1976. № 12. С. 43–46.

Войтковский К. Ф. Механические свойства льда. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 99 с.

Волков А. В., Сидоров А. А. Уникальный золоторудный район Чукотки. Москва; Магадан: Изд-во СВ НЦ ДВО РАН, 2001. 180 с.

Волков И. А. Новое в изучении следов деятельности рек и изменений климата // Методы геоморфологических исследований. Новосибирск: Наука, 1967. Т. 1. С. 97–103.

Волков П. А. Экспериментальное исследование механизма сортировки тяжелых минералов в береговой зоне моря // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 344–351.

Вулканические формации Урала / Е. С. Контарь, Н. А. Румянцев, Ю. С. Каретин и др. // Геология и металлогения Урала. Екатеринбург: Минприроды РФ и др., 1998. Кн. 1. С. 100–119.

Вялов С. С. Реологические процессы в мерзлых грунтах и условие их предельного равновесия // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. Вып. 3. С. 234–245.

Гарьковец В. Г. Концепция литогенного рудообразования // Отечественная геология. М., 1992. № 12. С. 3–8.

Гасанов Ш. Ш. Строение и история формирования мерзлых пород Восточной Чукотки. М.: Наука, 1969. 168 с.

Генетические типы россыпей Западно-Сибирской низменности и некоторые закономерности их размещения / В. А. Даргевич, Л. И. Дранишников, В. Ф. Игнатова, В. А. Капитанов //

Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Госгортехиздат, 1960. Т. 4. Россыпи. С. 150–156.

Генкин П. О. К вопросу о связи особенностей речных долин разных порядков с масштабами их золотоносности // Колыма. 1975. № 3. С. 35–37.

Геологический словарь. М.: Госгеолтехиздат, 1955. Т. 1. 402 с.; Т. 2. 455 с.

Геологический словарь. М.: Недра, 1978. Т. 1. 486 с.; Т. 2. 456 с.

Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. 300 с.

Геология олова / С. С. Смирнов, О. Д. Левицкий, Е. А. Радкевич и др. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 519 с.

Геология оловянных россыпей СССР, их поиски и оценка / Под ред. С. Ф. Лугова. М.: Недра, 1979. 296 с.

Герасимов И. П. Новые пути в геоморфологии и палеогеографии. Л.: Наука, 1976. 400 с.

Герасимовский В. И. Характерные особенности апатитовых нефелиновых сиенитов. Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М.: Наука, 1967. С. 145–152.

Гилл Дж. Е. Диффузия сульфидов в твердой фазе и рудообразование: Тр. XXI Междуна-род. геол. конгр. Пер. с англ. М.: Мир, 1964. Вып. 3. С. 427–439.

Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 714 с.

Глухов Р. Г. Аккаргинское месторождение золота // Сов. геология. 1971. № 9. С. 130–136.

Годлевский М. Н., Разин Л. В., Конкина О. М. Золотоносность дифференцированных интрузивов норильского типа // Вопросы формирования и закономерности размещения месторождений золота и платины: Тр. ЦНИГРИ. М., 1970. Вып. 87. С. 42–56.

Годовиков А. А. Висмутовые сульфосоли. М.: Наука, 1972. 303 с.

Годовиков А. А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 520 с.

Годовиков А. А. Периодическая система Д. И. Менделеева и силовые характеристики эле-ментов: Тр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1981. Вып. 480. 94 с.

Голубев И. И., Мясников В. П., Савельев А. А. Имитационная модель расслоения ультраба-зит-базитового массива с простой геометрией // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 4. С. 932–936.

Гольдфарб Ю. И., Генкин П. О. К подразделению флювиальных четвертичных россыпей зо-лота по условиям образования и геоморфологическому положению // Проблемы геологии рос-сыпей. Магадан: Сев.-Вост. КНИИ, 1970. С. 256–266.

Гореликова М. В., Лапина М. И., Тренева И. В. Минеральные ассоциации девонских палео-россыпей Среднего Тимана // Роль минералогии в развитии минерально-сырьевой базы благо-родных металлов и алмазов XXI века: Тез. докл. годичной сессии Московского отделения ВМО. М.: РАН, 1998. С. 28–29.

Горностав Н. Н. О некоторых вопросах геоморфологии и о происхождении россыпей // Тр. треста «Золоторазведка» и НИГРИзолото. М., 1937. Вып. 6. С. 119–136.

Горячев Н. А. Пояса гранитоидных плутонов, зонального метаморфизма и золотокварцевых жил: случайное совмещение или генетическая связь? // Наука на Северо-Востоке России. Ма-гадан: СВНЦ ДВО РАН, 1999. С. 68–85.

Горячев Н. А. Геология и происхождение мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток: Изд-во СВ КНИИ СВ НЦ ДВО РАН, 2000. 52 с.

Градусов Б. П. Размещение глинистых минералов в почвообразующих породах и почвах // Кора выветривания. М.: Наука, 1976. Вып. 15. С. 131–147.

Граханов С. А. Алмазносность россыпей северо-востока Сибирской платформы и пер-спективы поисков их коренных источников: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Мирный: АО «Ал-росса» (ЗАО), 2001.

Григорьев С. М. Роль воды в образовании земной коры. М.: Недра, 1971. 262 с.

Григорьева А. И. Особенности формирования древних прибрежных россыпей Западно-Си-бирской низменности // Геология россыпей. М.: Наука, 1965.

Григорян С. В., Паттык-Кара Н. Г. Геохимическая зональность россыпей и ее причины // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 5.

Давиденко Н. М. Минеральные ассоциации и условия формирования золотоносных квар-цевых жил Малоанойского района Западной Чукотки // Тр. Сев.-Вост. КНИИ. Новосибирск: Наука, 1975а. Вып. 56. 125 с.

- Давиденко Н. М. О золото-молибденовой минерализации на юге Чукотки // *Колыма*. 1975б. № 9. С. 41–44.
- Данилов И. Д. Мерзлотная текстура серых валунных суглинков и ленточных глин Воркутинского района // *Подземный лед*. М.: Изд-во МГУ, 1965. Ч. 1. С. 167–171.
- Дементьев А. И. Морозобойные трещины в районах вечной мерзлоты // *Мерзлотоведение*. М., 1946. Т. 1, вып. 2. С. 108–110.
- Дженнис Д. Л. Постоянномерные грунты в Канаде // *Мерзлые горные породы Аляски и Канады*. М.: ИЛ, 1958. С. 23–33.
- Дзоценидзе Г. С. О роли изоморфного захвата бария и марганца в обогащении ими постмагматических продуктов // *Проблемы геохимии*. М.: Наука, 1965. С. 123–127.
- Дибров В. Е., Миронов И. К., Холь Ф. И., Андрианов В. Т. Геологическое строение и алмазность юго-западной части Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Дистлер В. В. Платиновая минерализация норильских месторождений // *Геология и генезис месторождений платиновых металлов*. М.: Наука, 1994. С. 7–35.
- Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области / Г. Б. Поляков, А. П. Кривенко, Г. С. Федосеев, В. И. Богнибов // *Проблемы магматической геологии*. Новосибирск: Наука, 1973. С. 87–111.
- Дмитренко Г. Г., Горьчева Е. М., Савельева Г. Н. Минералы платиноидов в хромитах массива Нуралы (Южный Урал) // *Геология и генезис месторождений платиновых металлов*. М.: Наука, 1994. С. 183–189.
- Дорфман М. Д. Кора выветривания редкоземельных апатитовых пород Мушугай-Хундука в Монголии // *Россыпи и месторождения кор выветривания – объект инвестиций на современном этапе: Тр. X Международного совещания*. М.: РАН, 1994. С. 75.
- Достовалов Б. М. Закономерности развития тетрагональных систем ледяных и грунтовых жил в дисперсных породах // *Перигляциальные явления на территории СССР*. М.: Изд-во МГУ, 1960. С. 37–65.
- Дуни-Барковская Э. А. и др. Флюидный режим формирования важнейших продуктивных минеральных ассоциаций и парагенезисов золоторудных, редкометалльных и флюоритовых месторождений Узбекистана в породообразующих минералах // *Apifis Newsletter*. Tashkent, Uzbekistan, 1998. P. 31–34.
- Дымкин А. М., Махнач А. С., Сараев С. В. Железооруднение в условиях гранулитовой фации метаморфизма: Тр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1979. Вып. 419. 184 с.
- Еременко Г. К., Полканов Ю. А., Витриченко Э. А. Космогенное вещество в россыпях // *Древние и погребенные россыпи СССР*. Киев: Наук. думка, 1977. Ч. 1. С. 68–76.
- Ефремова С. В. Дайки и эндогенное оруднение. М.: Недра, 1983. 224 с.
- Жемчужников Ю. А. К вопросу о понимании и номенклатуре фаций // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1957. № 2. С. 7–14.
- Жилинский Г. Б. Генетические типы оловянных россыпей Индонезии, методика их поисков и разведки // *Геология россыпей*. М.: Наука, 1965. С. 67–76.
- Захарова Е. М. Минералогия россыпей. М.: Недра, 1994. 270 с.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
- Зинчук Н. Н., Спеццус З. В., Зуенко В. В., Зуев В. М. Кимберлитовая трубка Удачная. Новосибирск: Изд-во Новосибирского ун-та, 1993. 144 с.
- Золов К. К. Современное состояние металлогении подвижных поясов: механизм формирования, особенности рудообразования // *Геология и металлогения Урала*. Екатеринбург: Комприроды РФ, 1998. Кн. 1. С. 61–68.
- Иванов А. И. Очерк геологии россыпей Учурского района: Тр. треста «Золоторазведка» и НИГРИзолото. М., 1937. Вып. 6. С. 155–182.
- Иванов В. В. Экологическая геохимия элементов: Справочник. Кн. 6. Редкие элементы. М.: Экология, 1997. 607 с.
- Иванюк Г. Ю., Горяинов П. М., Егоров Д. Е. Введение в нелинейную геологию. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 1996.
- Ивенсен Ю. П. Опыт изучения морфологии и морфоструктуры золота.: Тр. треста «Золоторазведка» и НИГРИзолото. М., 1938. Вып. 10. С. 96–133.
- Ивенсен Ю. П. Основные типы древних золотоносных россыпей и их практическое значение // *Геология россыпей*. М.: Наука, 1965. С. 105–115.

Изучение процессов образования и захоронения современных прибрежных россыпей / А. А. Аксенов, Е. Н. Невеский, Ю. А. Павлидис, Ф. А. Щербаков // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 41–52.

Использование термобарометрических данных при систематизации золоторудных месторождений Северо-Востока СССР / Н. А. Шило, А. А. Сидоров, В. И. Гончаров, В. И. Найбордин // Термобарогеохимия минералообразования. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1976. С. 65–77.

Казакевич Ю. П., Вашко Н. А. Роль ледниковых процессов в сохранении и уничтожении золотоносных россыпей на примере некоторых районов Сибири // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 157–164.

Казарская С. Т. О строении и формировании россыпей золота одного из участков Валькарской низменности // Колыма. 1976. № 11. С. 40–42.

Каминский Ф. В. О достоверности и закономерности находок алмазов в щелочно-базальтоидных и ультраосновных (некимберлитовых) породах // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. 1980. Ч. 109, вып. 4. С. 488–493.

Карасик М. А. Самородное золото в некоторых железорудных контактово-метасоматических месторождениях: Тр. ГГИУФ АН СССР. М., 1953. Вып. 20, № 2. С. 130–135.

Карташов И. П. Генетические типы и фации рыхлых отложений, приуроченных к речным долинам Северо-Востока СССР. Магадан: ОНТИ Маг. СНХ, 1958а. 38 с.

Карташов И. П. О плитковой фации аллювия // Колыма. 1958б. № 1. С. 35–40.

Карташов И. П. Единая генетическая классификация рельефа, рыхлых отложений и россыпей: Тр. Сев.-Вост. КНИИ, Магадан, 1963. Вып. 3. С. 63–81.

Карташов И. П. Генетическая классификация аллювиальных отложений и связанных с ними россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 34–41.

Карташов И. П. Морфологические особенности продуктивного пласта аллювиальных россыпей — результат взаимодействия флювиальных и денудационных процессов // Колыма. 1976. № 2. С. 37–41.

Карташов И. П., Шило Н. А. Закономерности размещения россыпей, обусловленные экзогенными процессами // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 3. С. 304–321.

Качурич Л. Г. Замерзание монодисперсных водных аэрозолей // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1951а. № 2. С. 43–49.

Качурич Л. Г. Замерзание полидисперсных водных аэрозолей // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1951б. № 2. С. 50–55.

Качурич С. П. Солифлюкционные террасы в области вечной мерзлоты. Тр. Комис. по вечной мерзлоте. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 7. С. 31–87.

Кашкаров А. Ф., Полканов Ю. А. О находке алмазов в прибрежно-морских третичных песках Украины // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 278.

Кашиенская О. В., Хворостова З. М. Геоморфологический анализ при поисках россыпей на примере золотоносных районов Колымы и Индигирки // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 145–151.

Кейдл Р. Твердые частицы в атмосфере и в космосе. М.: Мир, 1969.

Кеннеди Дж. Происхождение континентов и горных хребтов // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 161–173.

Кинг Л. Морфология Земли: Пер. с англ. М.: Прогресс, 1967. 513 с.

Киргиляхский мамонт / Н. А. Шило, А. В. Ложкин, Э. Э. Титов, Ю. В. Шумилов. М.: Наука, 1983. 216 с.

Ковалев В. П. Гершинский магматизм Предаянья: Тр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1980. Вып. 343. 423 с.

Кожевников М. Г. К вопросу о роли химических агентов в обогащении старых приисковых отвалов // Тр. треста «Золоторазведка», М., 1935. Вып. 1. С. 7–33.

Кожевников М. Г. Методы рациональной разведки отвала отработанных россыпей // Тр. треста «Золоторазведка» и НИГРИзолото, М., 1936. Вып. 3. С. 111–115.

Кокин А. В. Соответствие ступеней минералообразования температурным точкам полиморфизма воды и кварца в гидротермальных месторождениях Якутии // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 1. С. 198–201.

Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. Тр. ГГУ Главсевморпути. М.; Л., 1947. Вып. 30. С. 3–175.

Конищев В. Н. Особенности ледовыделения в сезонном мерзлом слое и морфология покровных лессовидных образований Воркутинского района // Подземный лед. М.: Изд-во МГУ, 1965. Вып. 1. С. 172–182.

Конищев В. Н. К вопросу формирования сингенетических мерзлых толщ // Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1969. Вып. 1. С. 13–23.

Конищев Э. Г. О титановом оруденении в докембрийских габброидах северной Бурятии // Геология рудных месторождений. 1977. Т. 19, № 4. С. 99–106.

Константинова Г. С. О полигонально-жильных льдах на Анюйско-Чуйской равнине // Подземный лед. М.: Изд-во МГУ, 1965. Вып. 1. С. 104–111.

Кора выветривания на гипербазитах и рудных телах Нижнемамонского сульфидного медно-никелевого месторождения / Н. М. Чернышов, Н. П. Хожайнов, В. И. Буковшин, А. Д. Собко // Геология и разведка. 1970. № 1. С. 28–36.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 332–452.

Костяев И. Геохимический принцип классификации минералов // Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965. С. 457–461.

Костяев А. Г. О южной границе подземного оледенения и перигляциальной зоне в четвертичный период // Подземный лед. М.: Изд-во МГУ, 1966а. Вып. 2. С. 7–26.

Костяев А. Г. Диагенетические клиновидные и складчатые деформации в четвертичных отложениях и их палеогеографическое значение: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук М.: МГУ, 1966б. 24 с.

Котов Н. В. и др. Золото-черносланцевое рудообразование (Центральные Кызылкумы) СПб.: Невский курьер, 1993. 116 с.

Кравченко С. М. Возможные механизмы концентрирования редких элементов при формировании гигантских месторождений: Томторского (север Сибирской платформы) и Хибинско-Ловозерского (Кольский полуостров). Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб.: Изд-во Минобразования России и С.-Петербургского горного института, 1998. С. 113–121.

Краускопф К. В. Горные породы как источник металллоносных флюидов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 11–40.

Крейтер В. М. Поиски и разведки полезных ископаемых. М.: Л., Гостеоиздат, 1940. 792 с.
Кременецкий А. А., Иордан И. Вулканогенно-осадочная природа золоторудных конгломератов Витватерсранда (Южная Африка) // Метаморфизм вулканогенно-осадочных месторождений. Петрозаводск: МАГРМ, Карельский научный центр РАН, 1996. С. 63–66.

Кригер Н. И. О террасах верхнего течения р. Эльбы и других рек Чехословакии // Бюл. Комис. по изучению четвертич. периода. 1948. № 13. С. 88–100.

Кригер Н. И. Океанические террасовые ряды // Материалы совещ. по четвертич. геологии М.: Изд-во АН СССР, 1951. Вып. 1. С. 165–172.

Кригер Н. И. Террасовые ряды. Некоторые итоги исследований // Вопросы географии 1963. № 63. С. 20–32.

Кригер Н. И. Континентальный литогенез как элемент физико-географического процесса // Докл. АН СССР. 1970. Т. 191, № 6. С. 1374–1377.

Кропоткин П. Н. Значение тектонических процессов для образования кислых магм: Тр. ГИН АН СССР Л.: Изд-во АН СССР, 1941. Вып. 47. Геол. сер. № 14. 60 с.

Кудрявцев В. А. Связанная вода в мерзлотоведении // Современное представление о связанной воде в породах. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 55–58.

Кузнецов В. А. Геохимия аллювиального литогенеза, Минск: Наука и техника, 1973. 261 с.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений: Тр. ГИН АН СССР. М., 1963. Вып. 87. 253 с.

Лазаренко А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки): Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1964. Вып. 120. 228 с.

Лазаренко Е. К., Ясинская А. А. Некоторые современные аспекты космической минералогии // Минералогический сб. Львовск. ун-та им. И. Франко. 1970. Вып. 4, № 24. С. 367–384.

Лазаренков В. Г., Балмасова Е. А. Гулинская россыпь самородного осмия (Полярная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37, № 6. С. 565–569.

Лазаренков В. Г. Средние содержания элементов платиновой группы в ультрамафитах // Записки Всероссийского минералогического общества. СПб., 1999. Ч. 128. № 1. С. 15–24.

- Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений // Землеведение. 1948. 2(42). С. 154–187.
- Латин С. С. О понятии «россыпь» и возрасте золотых россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 98–102.
- Леммайн Г. Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 327 с.
- Леонов Б. Н., Прокопчук Б. И. Россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы и некоторые вопросы методики их поисков // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 303–311.
- Леонова В. А. Акцессорные минералы редкометалльных апобазитовых метасоматитов Кольского полуострова // Минералогия и геохимия. М., 1979. Вып. 6. С. 97–109.
- Ли Л. В. Антропогенные россыпи золота бассейна правобережья верхней Колымы, закономерности их размещения и условия образования // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 131–139.
- Линдгрен В. Минеральные месторождения. Москва; Грозный; Ленинград; Новосибирск: Гос. науч.-тех. горно-геол. нефт. изд-во, 1934–1935. Вып. 1. 187 с.; Вып. 2. 231 с.; Вып. 3. 392 с.
- Лир Ю. В. Уникальное Депутатское оловорудное месторождение. Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского горного института, 1998. С. 164–187.
- Лифшиц А. И. Полнота извлечения золота из россыпей в связи с формой нахождения его в песках и продуктах их обогащения: Тр. НИГРИзолото. М., 1957. Вып. 23. С. 83–95.
- Лурье Л. Я. Опыт исследования золотоносного песка и определение содержания золота в отбросах его после промывки на машине Нижнего прииска Ленского золотопромышленного товарищества // Вестн. золотопром.-сти. и горного дела вообще. 1902. № 2–3.
- Львович М. И. Гидравлическая крупность россыпного золота: Тр. треста «Золоторазведка» и НИГРИзолото. М.; Л., 1938. Вып. 8. С. 92–130.
- Лютцау С. В. К анализу террасовых рядов // Уч. зап. МГУ. 1956. Вып. 182. С. 153–167.
- Лютцау С. В. Анализ террасовых рядов и террасовых комплексов: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1959. 23 с.
- Лютцау С. В. Особенности террасовых рядов и террасовых комплексов речных долин Русской равнины // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1963. № 3. С. 51–57.
- Лютцау С. В. Особенности террасовых рядов на речных долинах Сибири и Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1969. № 1. С. 99–106.
- Лященко П. В. Гравитационные методы обогащения. М.: Госгеолтехиздат. 1940. 447 с.
- Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1985. Ч. 1. С. 1–370; Ч. 2. С. 371–768.
- Мак-Карти Д. Р. Геотермические исследования на Арктическом склоне // Мерзлые горные породы Аляски и Канады. М.: ИЛ, 1958. С. 35–38.
- Максимов О. Б. Выветривание каменных углей в зоне вечной мерзлоты // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Сов. Колыма, 1949. Вып. 6. С. 81–88.
- Малич К. Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов восточной Сибири. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 294 с.
- Малосульфидная платиново-металлическая формация Норильского района // Геология и генезис месторождений платиновых металлов / В. В. Дистлер и др. М.: Наука, 1994. С. 48–65.
- Марин Ю. Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976.
- Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М.: Наука, 1979. 261 с.
- Марушвили Л. И. Закономерности формирования террас в орогенах // Материалы Второго геоморфол. совета, М., 1959. С. 1–18.
- Мацуев Л. П. Расчет и эксплуатация промывочных приборов. Магадан: ОНТИ Маг. СНХ, 1958. 182 с.
- Мацуев Л. П. К вопросу об определении скорости свободного падения твердых тел в жидкости: Тр. ВНИИ-1. Магадан, 1960. Вып. 47. С. 231–281.
- Мелекесцев И. В. Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1979. 350 с.
- Мельник Ю. М. По поводу зональности кор выветривания гранитоидов // Минералогический сб. Львовск. ун-та им. И. Франко. 1970. Вып. 4, № 24. С. 419–423.
- Менделеев Д. И. Основы химии. Изд. 13-е. Т. 2. М.; Л.: Госхимиздат, 1947. 708 с.
- Меро Дж. Минеральные богатства океана. М.: Прогресс, 1969. 436 с.

- Мещеряков Ю. А.* Об одной закономерности в строении речных долин Европейской части СССР // Докл. АН СССР, 1954. Т. 99, № 3. С. 435–438.
- Минералогия и петрография Урала: Тр. Свердловского горного института. Свердловск, 1975. Вып. 95. 160 с.; Вып. 106. 190 с.
- Минералогия щелочных массивов и их месторождений / Е. И. Семенов и др. М.: Наука, 1974. 245 с.
- Минерально-сырьевые ресурсы / Н. А. Шило, Е. А. Радкевич, Л. В. Разин и др. // Экономические и социальные проблемы развития производительных сил Дальнего Востока на период до 1990 года. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 27–53.
- Михайлов Б. М.* Гипергенез в аридных тропиках восточной Африки // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 5. С. 3–26.
- Момджи Г. С.* Геохимические особенности россыпных месторождений титана // Россыпные месторождения титана в СССР. М.: Недра, 1976. С. 14–20.
- Набоко С. И.* Метасоматоз пород и вертикальная зональность в областях современного магмопроявления // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966. С. 17–25.
- Найбородин В. И.* О некоторых «экстраполированных» ошибках и фактических данных в проблеме тонкодисперсного (субмикроскопического) золота // Колыма. 1975. № 4. С. 45–47.
- Налишкин Д. В.* Учение о фациях. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 1. 534 с.; 1956. Т. 2. 393 с.
- Налишкин Д. В.* Ураганы, бури и смерчи. Географические особенности и геологическая деятельность. Л.: Наука, 1969. 487 с.
- Нел Л. Т.* Проблема генезиса уранинита в золотоносных конгломератах Южной Африки: Тр. XXI Междунар. геол. конгр. М.: Мир, 1964. Вып. 3. С. 258–274.
- Нерсесова З. А.* О таянии льда в горах при отрицательных температурах // Докл. АН СССР: Н. С. 1951. Т. 79, № 3. С. 507–508.
- Николаев Н. И.* Неотектоника Евразии // Неотектоника СССР. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1961а. С. 317–329.
- Николаев Н. И.* Основные черты новейшей тектоники СССР // Неотектоника СССР. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1961б. С. 293–316.
- Николаев Н. И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Росгеолтехиздат, 1962. 352 с.
- Николаевский В. Н.* Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 468 с.
- Николас Г., Пригожин И.* Самоорганизация в неравновесных системах. М.: Мир, 1979. 512 с.
- Никольский Н. С.* Флюидный режим эндогенного минералообразования. М.: Наука, 1987.
- О физических явлениях и процессах в промерзающих, мерзлых и протаивающих грунтах / Н. А. Цытович и др. // Основы геокриологии (мерзловедения). М.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч. 1. С. 108–153.
- Обручев В. А.* Олекминско-Витимский золотоносный район: Геологический обзор золотоносных районов Сибири. Ч. 3. Восточная Сибирь. М.: Лензолото, 1923. Вып. 1. 129 с.
- Обручев В. А.* Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии // Бюл. Комис. по изучению четвертич. периода. 1931. № 3. С. 43–120.
- Овчинников Л. Н.* Плутогенные гидротермальные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 443–491.
- Округин.* Россыпная платиноносность Сибирской платформы. Якутск: Изд-во СО РАН, 2000. 185 с.
- Орлова З. В., Шумилов Ю. В.* О гранулометрической дифференциации золотоносного аллювия малых и средних водотоков горного типа на примере Северо-Восточного Приколымья (Западная Чукотка) // Аллювий. Перм. ун-т, 1973. Вып. 2. С. 3–16.
- Осипов А. П., Сидоров А. А.* Особенности и перспективы золото-редкометалльной формации // Новые данные по геологии Северо-Востока СССР: Тр. Сев.-Вост. КНИИ. Магадан, 1973. Вып. 55. С. 163–174.
- Осипова Г. А.* Элементы-примеси в касситеритах как возможные индикаторы относительной глубины формирования оловополиметаллических месторождений. (Кавалеровский район. Приморье) // Прогнозирование скрытого оруднения на основе зональности гидротермальных месторождений: Тез. докл. и сообщ. к совещ. М.: ИГЕМ, 1972. С. 61–62.
- Основы геокриологии (мерзловедения) / Отв. ред. П. Ф. Швецов, Б. Я. Достовалов, Н. И. Салтыков. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч. 1. 459 с.; Ч. 2. 305 с.

Особенности формирования Томторского редкометалльного месторождения в корях выветривания карбонатитов / С. К. Постников, Л. Т. Васильев, В. М. Зуев, Е. М. Эпштейн // Россыпи и месторождения кор выветривания — объект инвестиций на современном этапе: Тез. докл. Междунар. совещ. М.: ИГЕМ РАН, 1994. С. 170–171.

Оценка платиноносности золоторудного месторождения Сухой Лог (Иркутская область) / Н. А. Созинов, Н. П. Ермолаев, В. А. Чиненов и др. // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. 2, кн. 2. С. 149–156.

Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменении под влиянием подземных и поверхностных вод // Землеведение. 1899. Т. 5. С. 91–147.

Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир, 1971. 251 с.

Пекарская Н. К. Прочность мерзлых грунтов при сдвиге и ее зависимость от текстуры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 108 с.

Пенк В. Морфоструктурный анализ: Пер. с нем. М.: Географгиз, 1961. 359 с.

Первая находка алмазов в ультрабазитах Камчатки / Н. А. Шило, Ф. В. Каминский, Л. Д. Лаврова и др. // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 5. С. 1211–1214.

Первые находки алмазов в альпинотипных ультрабазитах Северо-Востока СССР / Н. А. Шило, Ф. В. Каминский, С. А. Паланожан и др. // Докл. АН СССР. 1978. Т. 204, № 4. С. 933–936.

Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 345 с.

Петровская Н. В., Фролова К. Е., Пляшкевич Л. Н. Тонкая мозаичная структура кристаллических зерен самородного золота // Докл. АН СССР. 1970. Т. 191, № 2. С. 433–435.

Пидопличко И. Г. О ледниковом периоде. Происхождение валунных отложений. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. Вып. 4. 336 с.

Питулько В. М., Шило Н. А. Вопросы геохимии мерзлотных ландшафтов и поиски рудных месторождений // Геология и геофизика. 1969. № 11. С. 21–28.

Платина Алданского щита / И. С. Рожков, В. И. Кинул, Л. В. Разин, С. С. Боришанская. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 118 с.

Платиново-металльные месторождения мира / Д. А. Додин, Н. М. Чернышев, Д. В. Полферов, Л. Л. Тарновецкий // Платинометалльные малосульфидные месторождения в ритмично-расчлененных комплексах. Т. 1. М.: Геоинформмарк, 1994. 280 с.

Пляшкевич Л. Н., Сидоров А. А. Предварительные сведения о золото-серебряном оруденении в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Ки. изд-во, 1963. Вып. 16. С. 197–212.

Пляшкевич Л. Н., Сидоров А. А. Проявление эпitherмального золотого и золото-серебряного оруденения на Северо-Востоке СССР // Материалы Междувед. совещ. по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». Москва, 14–17 мая 1963 г. М.: Недра, 1965. С. 201–208.

Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев: Наук. думка, 1966. 547 с.

Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений / В. М. Крейтер, В. В. Аристов, И. С. Вольнский и др. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 268 с.

Подвысоцкий В. Т., Зинчук Н. Н., Афанасьев В. П. Морфологические особенности индикаторных минералов. Мирный: ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСС» (ЗАЩ), 2000. 70 с.

Пашкарочкин В. В. Некоторые вопросы теории россыпей, решаемые с помощью математического моделирования // Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970. Т. 2. С. 228–234.

Полинов Б. Б. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 740 с.

Попов А. И. Подземный лед // Подземный лед. М.: Изд-во МГУ, 1965а. Вып. 1. С. 7–32.

Попов А. И. Подземное оледенение северной Евразии // Подземный лед. М.: Изд-во МГУ, 1965б. Вып. 2. С. 27–39.

Постоленко Г. А., Джобадзе Т. Ф. Геоморфологическое положение золотоносного аллювия в долинах Яно-Колымского пояса // Колыма. 1975. № 7. С. 35–37.

Потрашков Г. Д., Хрусталева Л. Н. О влиянии текстуры оттаявших глинистых грунтов на их прочность и фильтрационные свойства // Изв. СО АН СССР. 1961. № 1. С. 31–35.

Представления о генетической связи магматизма с оруденением на основе изучения твердых микровключений в породообразующих минералах / И. Х. Хамрабаев, Р. Ахуждинов, А. М. Уеманов, В. В. Козлов // APiFIS, Newsletter, Special Issue, Second Symposium, Tashcent, Uzbekistan. 1998. P. 28–30.

- Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов // Платина России: Сб. науч. трудов. М.: Геоинформатика, 1995. Т. 2, кн. 1. 203 с.
- Прусс Ю. В., Куклин А. П., Борцов Ю. П. К вопросу о методике влияния тонкого золота при разведке россыпей // Кольма. 1976. № 1. С. 44–45.
- Рабинович Е. З. Гидравлика. М.: Недра, 1974. 289 с.
- Разин А. М., Разин Л. В. Разработка минералогических критериев дальности переноса «шлиховой платины» в аллювиальных платиновых россыпях // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1994. С. 135–141.
- Разин Л. В. К вопросу о генезисе платинового оруденения форстеритовых дунитов // Геология рудных месторождений. 1968. Т. 10, № 6. С. 10–25.
- Разин Л. В., Рожков И. С. Геохимия золота в коре выветривания и биосфере золоторудных месторождений куранахского типа. М.: Наука, 1966. 254 с.
- Разин Л. В., Хаостова В. П., Новиков В. А. Металлы группы платины в породообразующих и акцессорных минералах ультраосновных пород // Геохимия. 1965. № 2. С. 159–174.
- Раковский А. В., Тарасенков Д. Н., Командин А. С. Влияние посторонней твердой фазы на температуру замерзания воды и слабых водных растворов // Журн. общ. хим. 1935. Т. 5, вып. 10. С. 1441–1444.
- Рапопорт М. С. Гранитоиды Урала // Геология и металлогения Урала. Екатеринбург: Минприроды РФ и др., 1998. Кн. 1. С. 120–131.
- Речкин А. Н. О новом типе золотого оруденения в ультрабазитах // Геология и геофизика. 1974. № 2. С. 49–53.
- Рожков И. С. Геология района золотых месторождений Лангурской группы (Ивдельский район на Северном Урале) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939а. № 4. С. 94–109.
- Рожков И. С. О зависимости типов россыпей от геоморфологического строения речных долин на восточном склоне Урала // Золотая пром-сть. 1939б. № 10–11. С. 46–51.
- Рожков И. С. Россыпные месторождения мезозойского возраста на Урале // Золотая пром-сть. 1939в. № 4–5. С. 14–18.
- Рожков И. С. Россыпные месторождения золота на р. Лаба на Урале // Золотая пром-сть. 1940. № 9. С. 24–25.
- Рожков И. С. О мезозойских россыпях Енисейского кряжа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 6. С. 37–46.
- Рожков И. С. Основные проблемы геологии золота // Тр. ЦНИГРИ. М., 1967. Вып. 7б. С. 5–21.
- Рожков И. С., Михалев Г. П., Зарецкий Л. М. Алмазоносные россыпи Мало-Ботуобинского района Западной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 139 с.
- Розенфельд Г. А. Соображения по вопросу об ориентированных озерах // РЖ. География. 1961. № 4. Б. 238.
- Романовский Н. Н. Эрозионно-термокарстовые котловины на севере приморских низменностей Якутии и Новосибирских островах // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1961. Вып. 1. С. 124–144.
- Романовский Н. Н. Формирование полигональных жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 214 с.
- Россыпи и месторождения кор выветривания – объект инвестиций на современном этапе: X Международное совещание: Тез. докл. М.: ИГЕМ, 1994. 252 с.
- Россыпная платиноносность Центрально-Алданской металлогенической области / Л. В. Разин, В. С. Васюков, Э. Д. Избеков, Е. П. Миронов // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1994. С. 159–165.
- Россыпные месторождения России и других стран СНГ / Н. Г. Патык-Кара, Б. И. Беневольский и др. М.: Научный мир, 1997. 479 с.
- Рудные формации эндогенных месторождений / Под ред. Г. А. Соколова. М.: Наука, 1976. Т. 1. 343 с.
- Русанов Б. С. Гидротермические движения земной поверхности. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 265 с.
- Савельев Б. А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресноводных водоемов. М.: Изд-во МГУ, 1963а. 534 с.
- Савельев Б. А. Упруго-вязко-пластические свойства льда // Докл. на междунар. конф. по мерзлотоведению. М.: Изд-во АН СССР, 1963б. С. 229–235.

- Савельев В. С.* О смещении грунтов при солифлюкции и устойчивость сооружений на склонах // Колыма 1963. № 10. С. 39–43.
- Савельев В. С.* Солифлюкция // Вечная мерзлота Чукотки: Тр. Сев.-Вост. КНИИ. Магадан, 1964. Вып. 10. С. 42–87.
- Сакс В. Н.* Четвертичный период в Советской Арктике // Тр. НИИГА. Л.; М., 1935. Т. 77. С. 402–430.
- Сакс С. Е., Смолдырев А. Е.* О механизме накопления продуктивных наносов в прибрежной зоне моря и путях его аппаратурных исследований // Проблемы геологии россыпей. Магадан: СВ КНИИ АН СССР, 1970. С. 371–378.
- Самаркин Г. И., Самаркина Е. Я.* Гранитоиды Южного Урала. М.: Наука, 1988. 209 с.
- Сапрыкин А. А.* Геолого-промышленные типы (ГПТ) россыпных месторождений золота // Россыпи и месторождения кор выветривания — объект инвестиций на современном этапе: Тез. докл. X Международного совещания. М.: ИГЕМ, 1994. С. 186–187.
- Сели в СССР и меры борьбы с ними. М.: Наука, 1964. 63 с.
- Сидоров А. А.* Милые россыпи золота в районах развития мезо-кайнозойских вулканогенных образований // Формирование рельефа, рыхлых отложений и россыпей Северо-Востока СССР: Тр. Сев.-Вост. КНИИ. Магадан, 1963. Вып. 3. С. 63–83.
- Сидоров А. А.* Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 145 с.
- Сидоров А. А., Гончаров В. И.* Металлогеническая унаследованность и рудообразование в терригенных комплексах // Наука на Северо-Востоке России. Магадан: СВ КНИИ ДВО РАН, 1999. С. 49–67.
- Сизов А. П.* Историческая преемственность россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 28–34.
- Сиюгина Е. Я.* К вопросу о связи аллювиальных россыпей с коренными источниками (на примере Южно-Енисейского золотоносного района) // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 199–206.
- Скорняков П. И.* Возраст золотого оруденения на Северо-Востоке СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Сов. Колыма, 1949. Вып. 5. С. 13–21.
- Скорняков П. И., Тупицын Н. В.* Геолого-геоморфологический очерк Охотско-Колымского края // Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. 1 Геол. и геоморфол. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. Вып. 10. С. 1–72.
- Слотер А. Л.* Хомстейк // Рудные месторождения США: Материалы конф. «Науки о Земле. Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии». Т. 2: Пер. с англ. М.: Мир, 1973. С. 562–589.
- Смирнов С. С., Дубовик М. М., Елифанов П. П., Муромцев А. И.* Минералогический очерк Яна-Адычанского района // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. М., 1941. Вып. 46. Минерал. сер.
- Смирнов С. С.* Зона окисления сульфидных месторождений. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 331 с.
- Смирнов С. С.* Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 508 с.
- Смирнов Ю. Д.* Источники алмазов уральских россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 279–282.
- Соболев Р. Н., Воробьев С. А.* Застывание расплавов порфировых даек // Докл. РАН. 1999. Т. 364, № 1. С. 92–93.
- Соболев Р. Н., Старостин В. И.* Гранитоидный магматизм и оловянное оруденение Африки. М.: Отечественная геология: Недра, 1998. № 2. С. 24–28.
- Соболева В. В.* Олово // Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран. М.: Изд-во ВГФ, 1972. С. 199–207.
- Современная кристаллография / А. А. Чернов и др. М.: Наука, 1980. 407 с.
- Сокалов Д. И.* Мысли об уральских золотоносных россыпях // Горный журн. 1826. Кн. 12. С. 3–54.
- Соловьев С. П.* Распределение магматических пород в СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1952. 216 с.
- Соломатин В. И.* Сингенетическое и эпигенетическое промерзание морских отложений на побережье Печерского моря // Подземный лед. М.: Изд-во МГУ, 1965. Вып. 1. С. 183–192.
- Сахар М. И., Полканов Ю. А., Еременко Г. К.* Находка гексагональной полиморфной модификации алмаза (донсдейлита) в россыпях // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209, № 4. С. 933–936.

Стенина Н. Г. Фрактальные свойства золоторудных полей // Теория диссипативных структур в геологическом анализе // Материалы IV конференции по геологической синергетике. Апатиты: Кольский науч. центр РАН, 1998. С. 88–91.

Столяренко В. В. Россыпная платиноносность северо-восточной части Олюторско-Камчатской зоны // Роль минералогии в развитии минерально-сырьевой базы благородных металлов и алмазов XXI века: Тез. докл. М.: РАН, ВМО, Московское отделение, 1998. С. 85–86.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. 2-е изд. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. 211 с.; Т. 2. 573 с.; Т. 3. 549 с.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР: Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1971. Вып. 228. 524 с.

Строительев С. А. Зарождение и выстраивание кристаллических структур при росте кристаллов минералов // Неоднородность минералов и рост кристаллов. М.: Наука, 1980. С. 180–185.

Суставов О. А., Берсенева С. Я. Жильный кварц золото-сурьмяного месторождения Малтан // Минералогия и петрография Урала: Тр. Свердлов. горн. ин-та. Свердловск, 1975. Вып. 106. С. 38–42.

Тектоника Северо-Востока СССР / С. М. Тильман, В. Ф. Белый, А. А. Николаевский, Н. А. Шило: Труды Северо-Восточного КНИИ. Магадан, 1963. 79 с.

Теория перигляциального россыпеобразования. Статья 1 / Н. А. Шило, И. П. Карташев и др. // Тихоокеанская геология. 1991. № 4. С. 48–59.

Теория перигляциального россыпеобразования. Статья 2 / Н. А. Шило, И. П. Карташев и др. // Тихоокеанская геология. 1991. № 6. С. 87–99.

Титов Э. Э. Основные черты современного коллювиального морфолитогенеза в горах Северо-Востока СССР // Геоморфология. 1976. № 2. С. 11–25.

Тищенко Е. И. Влияние солифлюкционных процессов на формирование золотоносных россыпей в Ленском районе // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 165–171.

Толстов А. В., Энтин А. Р., Тян О. А., Орлов А. Н. Промышленные типы месторождений в карбонатитовых комплексах Якутии. Якутск: Якутский научный центр СО РАН, 1995. 167 с.

Толстов А. В., Тян О. А. Геология и рудоносность массива Томтор. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. 163 с.

Трашин Ю. А. Сравнительные особенности морфологии продуктивного горизонта золотых россыпей, локализованных в долинах различных порядков (на примере Яно-Колымского пояса) // Проблемы геологии россыпей. Магадан: Сев.-Вост. КНИИ, 1970. С. 267–273.

Троицкий С. Л. Современный антигляциализм. Критический очерк / Отв. ред. В. Н. Сакс. М.: Наука, 1975. 163 с.

Трофимов В. С. Об «аллювиальном» износе алмазов: Тр. ВНИИ-1. Геология. Магадан, 1957. Вып. 24. С. 181–184.

Трофимов В. С. Об особенностях распространения алмазоносности на Сибирской платформе // Совещ. по геол. строению и минер. ресурсам Сибирской платформы: Тез. докл. Иркутск: Вост.-Сиб. геол. ин-т, 1959. Вып. 2. С. 71–72.

Трофимов В. С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. М.: Недра, 1967. 297 с.

Трушков Ю. Н. К вопросу о стратиграфии рыхлых отложений Колымы и Индигирки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Сов. Колыма, 1949. С. 104–116.

Тютюнов И. А. Миграция воды в грунтах // Исследования по физике и механике мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР. 1961. Сб. 4. С. 7–21.

Уеда С. Новый взгляд на Землю. М.: Мир, 1980. 213 с.

Федорович Б. А. Происхождение рельефа пустыни Такла-Макан и вопросы ее освоения // Куньлунь и Тарим. Очерки природных условий. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 28–51.

Ферман А. Е. Избранные труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР. 1952. 851 с.

Филиппова Л. И., Шульман А. Р. О релаксации напряжений по льду: Тр. Гос. гидрол. ин-та Л., 1949. Вып. 16(70). С. 96–100.

Фирсов Л. В. Формация золото-кварцевых месторождений Яно-Колымского пояса // Эндеогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. С. 132–134.

- Фирсов Л. В.* О некоторых фактических и экстраполированных закономерностях гранулярного состава золота Яно-Колымского пояса // Геология и геофизика, 1969. № 11. С. 44–45.
- Флеров И. Б., Сухорослав В. Л.* Древние прибрежно-морские россыпи золота Валькарайской низменности // Материалы по геологии и полезным ископаемым СВ СССР. Магадан, 1974. Вып. 21. С. 157–163.
- Флеров И. Б., Генкин П. О., Беккер А. Г., Дорт-Гольц Ю. Е.* Размещение и условия формирования древних россыпей СВ СССР // Древние и погребенные россыпи СССР. Ч. 2. Киев: Наукова думка, 1977. С. 127–133.
- Флеров И. Б., Беккер А. Г.* Условия формирования россыпей в M_2-K_2 впадинах // Геология россыпей золота Северо-Востока СССР. Магадан, 1979. С. 118–133.
- Флеров И. Б.* Принципы перспективной оценки россыпной золотоносности M_2-K_2 континентальных впадин // Комплексное эконом. и социал. развитие Магаданской области. Секция I. Ч. 2. Магадан, 1980. С. 19–24.
- Флеров И. Б.* Геологические основы перспективной оценки на россыпи золота континентальных впадин областей M_2-K_2 // Тр. ЦНИГРИ. М., 1981. Вып. 158. С. 3–13.
- Флеров И. Б.* Погребенные россыпи // Горная энциклопедия. М., 1989. С. 124–125.
- Флинт Р. Ф.* Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: ИЛ, 1963. 520 с.
- Флюидный режим формирования важнейших продуктивных минеральных ассоциаций и парагенезисов золоторудных, редкометалльных и флюоритовых месторождений Узбекистана / Э. А. Дунин-Барковская, С. К. Смирнова, П. В. Козлов и др. // *Apifis Newsletter, Special Issue. Second Apifis Symposium. Tashkent, Uzbekistan, 1998. P. 31–34.*
- Фрейзе Ф.* Перенос золота подземными органическими растворами // Рудные месторождения. Москва; Ленинград; Новосибирск: Горногеол. нефт. изд-во. 1933. С. 46–54.
- Фридланд В. М.* Проблемы тропического выветривания (симпозиум в Индонезии) // Вестн. АН СССР. 1970. № 6. С. 107–110.
- Хазегазов А. М.* Мезозойские и третичные золотоносные россыпи Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 188–198.
- Хамрабаев И. Х.* и др. Представление о генетической связи магматизма с оруденением на основе изучения твердых микровключений в породообразующих минералах // *Apifis Newsletter. Tashkent, Uzbekistan, 1998. P. 28–30.*
- Харькин А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И.* Геолого-генетические основы шлихоминералогического метода поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1995. 445 с.
- Харькин А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И.* Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 554 с.
- Хаусен Д. М., Керр П. Ф.* Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада // Рудные месторождения США: Пер. с англ. М.: Мир, 1973. Т. 2. С. 623.
- Химическая энциклопедия. Т. 4. М.: Большая Российская Энциклопедия, 1995. 1270 с.
- Холодов В. Н., Корякин А. С.* Редкие элементы в месторождениях бокситов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. Т. 3. С. 652–669.
- Хрипков А. В.* Распределение золота в россыпях Северо-Востока и густота сети поисковой разведки. Магадан: ОНТИ СНХ, 1958. 57 с.
- Хрипков А. В.* Некоторые особенности россыпей золота // Колыма. 1963. № 11. С. 21–24.
- Хрыпов В. И.* Роль неотектоники в образовании и размещении россыпей восточного склона Северного Урала // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 209–214.
- Цытович Н. А.* Строительство в условиях вечной мерзлоты: Тез. докл. на конф. по развитию производит. сил в Якутской АССР. М.; Л., 1941. С. 35–36.
- Цытович Н. А.* К теории равновесного состояния воды в мерзлых грунтах // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1945. Т. 9, № 5–6. С. 493–502.
- Черепанова Т. А.* Аналитическая теория кристаллизации многокомпонентных систем. Неоднородность минералов и роет кристаллов. М.: Наука, 1980. С. 145–167.
- Чериева И. И.* Комплексные соединения платины: Избранные труды. М.: Наука, 1973. 663 с.
- Чудновский А. Ф.* Теплофизика почв. М.: Наука, 1976. 351 с.
- Шаманский Л. И.* Геология россыпей. Иркутск: Союззолото, 1930. 37 с.
- Шапцев Е. В.* К учению о фациях континентальных осадочных образований // Бюл. Комис. по изучению четвертич. периода. М., 1948. № 13. С. 5–20.

Шанцер Е. В. Замечания по поводу статьи Н. И. Кригера «О террасовых рядах верхнего течения р. Эльбы и других рек Чехословакии» // Бюл. Комис. по изучению четвертич. периода. М., 1949. № 14. С. 142–144.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит: Тр. ИГАН СССР. Геол. сер. М., 1951. Вып. 135. № 55. 265 с.

Шанцер Е. В. О генетических типах континентальных отложений и генетических типах россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 14–27.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 228 с.

Швецов П. Ф. Подземные воды Верхоянско-Колымской горноскладчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 280 с.

Швецов П. Ф. Геокриологические условия Верхояно-Колымской горно-низменной страны // Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 4–37.

Шевкаленко В. Л. Вулканогенные россыпи золота. Хабаровск: Приморское географическое общество, 1988. 145 с.

Шевкаленко В. Л. Принципы металлогенического районирования на металлы платиновой группы. Хабаровск: Приамурское геогр. о-во, 1997. 44 с.

Шейман Ю. М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геология, 1947. № 1. С. 123–134.

Шер С. Д. Околорудные изменения, сопутствующие золотокварцевым жилам в Ленском золотом районе // Метаэвматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966. С. 282–291.

Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия, Океания). М.: Недра, 1972. 293 с.

Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 1974. 240 с.

Шило Н. А. О закономерностях накопления тяжелых минералов в аллювиальных отложениях речных долин Верхне-Колымского нагорья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Сов. Колыма, 1948. Вып. 5. С. 39–47.

Шило Н. А. О формах переноса золота при образовании россыпей в зоне вечной мерзлоты // Тр. ВНИИ-1. Магадан, 1955. Вып. 8. С. 16–21.

Шило Н. А. Некоторые особенности концентрации минералов при образовании россыпей в зоне вечной мерзлоты // Тр. ВНИИ-1. Геология. Магадан, 1956а. Т. 1, вып. 10. С. 1–22.

Шило Н. А. О формах переноса золота при образовании россыпей в зоне вечной мерзлоты // Тр. ВНИИ-1. Геология. Магадан. 1956б. Т. 1, Вып. 8(1955). С. 16–21.

Шило Н. А. Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты // Советская геология. 1956в. № 53. С. 102–117.

Шило Н. А. Яно-Колымский пояс россыпной золотоносности и его положение на Северо-Востоке СССР. Магадан: ВНИИ-1, 1957. 42 с.

Шило Н. А. Некоторые принципы классификации россыпных проявлений // Тр. ВНИИ-1. Геология. Магадан, 1958. Вып. 36. С. 1–21.

Шило Н. А. Древние оледенения Северо-Востока и их влияние на россыпную золотоносность Яно-Колымского пояса // Тр. ВНИИ-1. Геология. Магадан, 1959. Вып. 44. С. 149–162.

Шило Н. А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпей золотоносности // Тр. ВНИИ-1. Геология. Магадан, 1960а. Вып. 63. С. 211–316.

Шило Н. А. Роль субполярного климата в образовании и размещении россыпей // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960б. Т. 4. Россыпи. С. 20–29.

Шило Н. А. Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования // Тр. ВНИИ-1. Геология. Магадан, 1961. Вып. 66. 129 с.

Шило Н. А. Некоторые черты вещественного состава аллювиальных россыпей Яно-Колымского золотоносного пояса // Тр. Сев.-Вост. КНИИ. Магадан, 1963. Вып. 3. С. 87–105.

Шило Н. А. Россыпи Яно-Колымского золотоносного пояса: Тр. СВ КНИИ АН СССР. Магадан, 1963. Вып. 6. 482 с.

Шило Н. А. К истории развития низменностей субарктического пояса Северо-Восточной Азии // Тр. Сев.-Вост. КНИИ. Магадан, 1964. Вып. 11. С. 154–169.

Шило Н. А. Некоторые проблемы геологии и металлогении Восточной Азии Советского Союза // Колыма. 1965. № 12. С. 46–48.

Шило Н. А. Тектоно-геоморфологическая эволюция поверхности Северо-Востока и россыпеобразование // Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Тр. Сев.-Вост. КНИИ. Магадан, 1967. Вып. 30. С. 146–154.

Шило Н. А. Некоторые проблемы коренной и россыпной золотоносности // Геология и геофизика. 1968а. № 2. С. 3–11.

Шило Н. А. Выступление на Всесоюзном совещании актива работников золото-платиновой и алмазной промышленности. Магадан: Министерство цветной металлургии СССР, 1968б. С. 84–92.

Шило Н. А. Некоторые проблемы коренной и россыпной золотоносности // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Золотоносность Якутии и сопредельных территорий. Якутск: Якуткнигоиздат, 1970а. Вып. 17. С. 3–9.

Шило Н. А. Проблемы геологии россыпей // Геология и геофизика. 1970б. № 1. С. 145–148.

Шило Н. А. Россыпеобразующие рудные формации и связь с ними россыпей // Проблемы геологии россыпей. Магадан: Сев.-Вост. КНИИ, 1970в. С. 13–24.

Шило Н. А. Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования. Перигляциальные процессы // Тр. Сев.-Вост. КНИИ. Магадан, 1971. Вып. 38. С. 3–56.

Шило Н. А. Актуальные проблемы геологии коренных месторождений золота. Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР // Тр. СВ КНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1972. Вып. 44. С. 5–16.

Шило Н. А. Золотое и золото-серебряное оруденение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и некоторые вопросы рудообразования // Зап. Ленингр. горн. ин-та им. Г. В. Плеханова. 1974а. Т. 64, вып. 2. С. 20–34.

Шило Н. А. Совершенствовать методы поисков коренных месторождений золота // Колыма. 1974б. № 4. С. 30–40.

Шило Н. А. Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутогенной и вулканогенной формаций. Геолого-геохимические особенности месторождений полезных ископаемых на Северо-Востоке СССР // Тр. Сев.-Вост. КНИИ. Магадан, 1976. Вып. 69. С. 3–41.

Шило Н. А., Бабкин П. В., Копытин В. И. Металлогения ртути Северного сегмента Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1978. 236 с.

Шило Н. А. Титаноносные россыпеобразующие рудные формации // Тихоокеанская геология. 1982. № 5. С. 38–48.

Шило Н. А. Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 1 // Тихоокеанская геология. 1983. № 6. С. 63–79.

Шило Н. А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1985а. 400 с.

Шило Н. А. Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 2. Плутоны или интрузии с концентрической ритмичностью // Тихоокеанская геология. 1985б. № 2. С. 3–14.

Шило Н. А. Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 3. Источник базальтоидных магм // Тихоокеанская геология. 1987. № 1. С. 120–126.

Шило Н. А. Проблема механизма формирования парагенезисов минералов в россыпях, образующихся в перигляциальных и аридных условиях // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14, № 3. С. 311.

Шило Н. А. Учение о россыпях. М.: Изд-во Академии горных наук, 2000. 630 с.

Шило Н. А. Дайковый магматизм и рудные системы // Колымские вести. Магадан: Изд-во СВНЦ ДВО РАН, 2001. С. 5–11.

Шило Н. А., Ващилов Ю. Я. Земные приливы как тектонический насос и вибратор // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 4. С. 833–836.

Шило Н. А., Гончаров В. И., Альшевский А. В., Ворцелнев В. В. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. 181 с.

Шило Н. А., Орлова З. В. Процессы выветривания и их отражение в антропогенных отложениях северо-восточной Азии: Тр. Сев.-Вост. КНИИ. Магадан, 1972. Вып. 44. С. 150–157.

Шило Н. А., Орлова З. В., Шумилов Ю. В. Новые данные для реконструкции ледниково-флювиального рельефа западной Чукотки по кластическим отложениям // Тр. Сев.-Вост. КНИИ. Магадан, 1972. Вып. 44. С. 173–184.

Шило Н. А., Патык-Кара Н. Г. Геохимические аспекты изучения концентраций и рассеяния рудного вещества в россыпях. Геохимическая эволюция россыпей // Тихоокеанская геология. 1989. № 2. С. 78–89.

Шило Н. А., Разин Л. В. Минералогия платиновых элементов, генетически связанных с альпинотипными гипербазитами Северо-Западной азиатской ветви Тихоокеанского подвижного пояса // Тез. докл. XI съезда Междунар. минерал. ассоциации. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. Т. 1. С. 153.

Шило Н. А., Разин Л. В., Чубаров В. М. Минералогия платиновых элементов, генетически связанных с альпинотипными гипербазитами Северо-Запада азиатской ветви Тихоокеанского тектонического пояса // Материалы XI съезда Международной минералогической ассоциации. М.: Наука, 1980. С. 172–184.

Шило Н. А., Сахарова М. С. Природа пиритовых образований отложений Витватерсранда // Геология рудных месторождений. 1986. № 2. С. 85–89.

Шило Н. А., Сахарова М. С., Кривицкая Н. Н., Ряховская С. К., Брызгалов И. А. Минералогия и генетические особенности золотого-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1992. 255 с.

Шило Н. А., Сидоров А. А., Загружина И. А. Возраст золоторудных формаций Северо-Востока СССР и их связь с магматизмом // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204, № 1. С. 180–191.

Шило Н. А., Шумилов Ю. В. О динамике и постседиментационном преобразовании аллювия в субполярных условиях // Геология и геофизика. 1969. № 6. С. 3–11.

Шило Н. А., Шумилов Ю. В. Новые экспериментальные данные о поведении частиц золота в водной среде // Докл. АН СССР. 1970а. Т. 195, № 1. С. 193–196.

Шило Н. А., Шумилов Ю. В. Особенности литологии континентальных отложений Северо-Востока СССР // Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970б. Т. 2. С. 199–206.

Штейнберг Д. С. Соотношение магматизма и метасоматоза в эндогенном рудообразовании. Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978. Т. 12. С. 185–195.

Шумилов Ю. В. Эффект индифференциации осадка как специфическая особенность литогенеза перигляциального типа // Тр. Сев.-Вост. КНИИ. Магадан, 1971. Вып. 38. С. 181–194.

Шумилов Ю. В., Шумовский А. Г. Экспериментальные данные о гидравлической крупности некоторых шлиховых минералов Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 5. С. 1174–1176.

Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.

Шумский П. А., Втюрин Б. И. Подземные льды // Докл. на междунар. конф. по мералотоведению. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 41–53.

Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974. 278 с.

Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации // Вопросы геохимии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 72–82.

Эйриси Л. В. К перспективам выявления на Дальнем Востоке России месторождений карлинского типа // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 72–79.

Яблокова С. В. Образование «нового» золота в некоторых россыпях Южной Якутии // Геология россыпей. Новосибирск: Наука, 1965. С. 152–155.

Яблокова С. В. Самородное золото из первичных руд и зоны окисления Курнахских месторождений // Тр. ЦНИГРИ, 1968. Вып. 79. С. 153–162.

Яблокова С. В. О новой морфологической разновидности золота и ее происхождении // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205, № 4. С. 936–939.

Яворовский П. К. Реологические условия образования некоторых золотых россыпей // Горный журн. СПб., 1896. № 3. С. 366–403.

Andersson I. G. Solifluction, a component of suberial denudation // J. Geol. 1906. Vol. 14, N 2. P. 91–112.

Black R. F. Ice wedges and permafrost of the Arctic coastal plain of Alaska // U. S. Geol. Survey Prof. Paper: in manuscript, 1949.

Boyle R. W. The geochemistry, origin and role of carbon dioxide, water sulfur and bor in the Yellowknife gold deposits, Northwest Territories, Canada // Economic Geology. 1958. Vol. 54, N 8. P. 1506–1524.

Boyle R. W. The geology, geochemistry and origin of the deposits of the Yellowknife district // Mem. Geological Survey, Canada, 1961. N 310.

- Carson Ch. E., Hussey K. M. The multiple-working hypothesis as applied to Alaska's oriented lakes // Proc. Iowa Acad. Sci. 1959. Vol. 66. P. 334-349.
- Dunn E. J. Geology of gold (South Africa, Australia, New Zealand). London: Charl, Griffin and Co., 1929. 303 p.
- Hallbauer D. K., Kable E. J. D. Fluid inclusions and trace element content of quartz and pyrite pebbles from Witwatersrand conglomerates: their significance with respect to the genesis of primary deposits // Ore Genesis -The State of Art/Eds Amstutz G.C. et al. Berlin; Heidelberg, New York, 1982. P. 742-752.
- Hopkins D. M. Thaw lakes and thaw sinks in the Imuruk Lake area, Seward Peninsula, Alaska // J. Geol. 1949. Vol. 57, N 2. P. 119-131.
- Horton R. E. Erosional Development of Streams and Drainage Basins // Bull. Geol. Soc. Am. 1945. Vol. 56. P. 275-370.
- Gallwitz H. Eiskeile und glaziale Sedimentation // Geol. Berlin. 1949. Bd 2. P. 5-24.
- Gold mining industry in India. 1960. 130 p. (Geological society of India).
- Grabau A. W. Principles of stratigraphy. 3rd ed. N.Y., 1932. 1185 p.
- Kamb B., Lachapelle E. R. Direct observation of the mechanism of glacier sliding over bedrock // J. Glacial. 1964. Vol. 5. P. 159-172.
- Penck A. Versuch einer Klimatklassifikation auf physiogeographischer Grundlage. Sitzungsberichte d. preuss. Akad. Wissenschaften, physik - math klasse, 1910.
- Péwé T. L. Ice wedges in permafrost, Lower Yukon River near Galena, Alaska // Bull. Perigl., Lodz, 1962. N 11.
- Richards R. H. Text Book of Ore Dressing, L., 1909.
- Rosenfeld G. A., Hussey K. M. A consideration of the problem of oriented lakes // Proc. Iowa Acad. Sci., 1958. Vol. 65. P. 279-287.
- Shilo N. A. Anthropogenic development of the subarctic lowlands of North-East Asia. 1968, Colorado, USA // Arctic and Alpine environments / Ed by W.H. Oshira, Wright, Jr. 1968. Vol. 10. P. 271-281, Bibliog.: p.280-281.
- Shilo N. A. Placer-forming minerals and placer deposits // Pacific geology. Tokyo: Tsukiji Shokan publ. comp. Ltd., 1970. Vol. 2. P. 29-33.
- Shilo N. A. The Problems of the geology of gold: Earth-Sci. Rev. Amsterdam: Elsevier Publishing Company. 1971. Vol. 7. P. 1-11.
- Shilo N. A. Geologic Framework of Metallic Mineral Deposits of Northeast USSR. Circum-Pacific Energy and Mineral resources. Tulsa, Oklahoma, USA: Published by the American Association of Petroleum Geologists. 1976. P. 466-472.
- Shilo N. A. The Earth's Earliest History and its Metallogenic Effect. Geology of the Pacific Ocean. N.Y.:Harwood academic publishers. 2000. P. 179-194.
- Shilo N. A., Milov A. P., Sobolev A. P. Mesozoic granitoides of northeast Asia // Geol. Soc. Amer. Memoir. 1983. P. 159.
- Shilo N. A., Sidorov A. A., Zilbermintz A. V. Circum-Pacific Volcanogene Belt Asia and Their Metallogenic Feature. Tokyo, Japan, Pacific Geology, 1968. N 1. P. 137-145.
- The temperature conditions and the depth of formations of gold ore deposits / Shilo N. A., Sidorov A. A., Goncharov V. I., Naiborodin V.I. // IMAIAGOD. 1971. N 3. P. 356-359.
- Tolbert G. E. The uraniferous zirconium deposits of the Pocos de Caltas plateau // US Geol. Surv. Bull. Brasil, 1966. 1185 p.
- Weertman G. On the Sliding of Glaciers // J. Glacial. 1957. Vol. 3. P. 33-38.
- Wells J. D., Mullens Th. E. Gold-bearing arsenium pyrite determined by microprobe analysis, Cortes and Carbin Gold Mines Nevada // Econic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologist. 1973. Vol. 68, N 2.
- Wood A. The development of hillside slopes// Proc. Geol. Assn. 1942. Vol. 53. P. 128-140.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие ко второму изданию.....	5
Предисловие к первому изданию.....	7
Введение.....	9
I. РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И МИНЕРАЛЫ	14
1. Природа россыпеобразующих рудных формаций и минералов.....	14
2. Россыпеобразующие минералы.....	20
3. Динамика водного потока и поведение в нем минералов.....	37
3.1. Структура водного потока.....	38
3.2. Минералы в водном потоке.....	40
3.3. Минералы в волноприбойной зоне морских и озерных водоемов.....	45
3.4. Размер и форма выделения минералов — ведущий признак россыпеобразующих формаций.....	50
4. Россыпеобразующие рудные формации.....	51
4.1. Платиново-металльные формации.....	51
4.2. Золоторудные формации.....	75
4.3. Оловорудные формации.....	136
4.4. Титаноносные формации.....	153
4.5. Циркониевые и редкометалльные формации.....	169
4.6. Алмазоносные формации.....	184
4.7. Расслоенность плутонов.....	191
4.8. Дайковый магматизм и россыпеобразующие рудные системы.....	196
II. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ	214
5. Морфоструктуры материков.....	214
5.1. Особенности континентального породообразования в связи с характером морфогенеза.....	222
6. Характеристика континентального литогенеза.....	226
6.1. Роль воды в континентальном породообразовании.....	229
6.2. Геохимическая подвижность петрогенных элементов.....	234
7. Типы литогенеза.....	237
7.1. Гляциальный литогенез.....	237
7.2. Перигляциальный литогенез.....	249
7.3. Гумидный литогенез.....	281
7.4. Аридный литогенез.....	291
7.5. Отражение в рыхлом покрове процессов выветривания.....	297
7.6. Астрональный литогенез.....	301
III. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РОССЫПЕЙ	303
8. Элювиальные россыпи.....	303
8.1. Физико-химические условия образования элювиальных россыпей.....	303
8.2. Морфология элювиальных россыпей.....	307
8.3. Минеральный состав.....	309
8.4. Псевдоэлювиальные россыпи.....	314
9. Делювиальные и солифлюкционные россыпи.....	315
9.1. Сущность делювиального процесса и терминология.....	315
9.2. Распространение делювиальных и делювиально-солифлюкционных россыпей.....	320
9.3. Положение россыпей на склонах.....	324
9.4. Строение делювиальных и делювиально-солифлюкционных россыпей и распределение в них рудных минералов.....	325
9.5. Гетерогенные россыпи.....	326

10. Аллювиальные россыпи	329
10.1. Аллювиальный процесс и россыпеобразование	329
10.2. Щеточные, русловые и косовые россыпи	332
10.3. Роль плотика в образовании русловых россыпей	338
10.4. Долинные россыпи и условия их образования	340
10.5. Россыпи равнин	386
10.6. Россыпи областей древнего оледенения	390
10.7. Террасовые россыпи и общие условия их образования	396
10.8. Россыпи древней приподнятой речной сети	409
11. Прибрежно-морские (литоральные) россыпи	411
11.1. Общие замечания	411
11.2. Пляжевая фация прибрежно-морских россыпей	413
11.3. Террасовые россыпи	417
11.4. Распространение морских литоральных россыпей	418
11.5. Озерные россыпи	419
12. Россыпи аридного пояса	419
13. Одна из возможных моделей образования россыпей алмазов	423
14. Техногенные россыпи	424
14.1. Отвалы россыпи	426
14.2. Целиковые россыпи	428
IV. МОРСКОЙ ЛИТОГЕНЕЗ И РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЕ	430
15. Субмаринное россыпеобразование	430
15.1. Общие замечания	430
15.2. Типы шельфов	432
15.3. Шельфовые россыпи	436
15.4. Особенности минералогии россыпей субмаринной зоны	439
15.5. Закономерности размещения россыпей субмаринной зоны	441
V. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И КЛАССИФИКАЦИЯ РОССЫПЕЙ	442
16. Общие особенности вещественного состава россыпей	442
16.1. Гранулярные компоненты вещественного состава	442
16.2. Псефитовый компонент	444
16.3. Породообразующие эндогенные минералы псаммитового компонента	446
16.4. Россыпеобразующие минералы псаммитового компонента	448
16.5. Породообразующие минералы пелитового компонента	450
16.6. Космический (астрональный) компонент россыпей	451
16.7. Информативный аспект россыпеобразующих минералов	452
17. Минералогические особенности россыпей	463
17.1. Минералогия платиново-металлических россыпей	463
17.2. Минералогия золотоносных россыпей	470
17.3. Минералогия оловоносных россыпей	488
17.4. Минералогия титановых, титан-циркониевых и редкометаллических россыпей	490
17.5. Минералогия алмазоносных россыпей	496
18. Возраст россыпных месторождений	501
18.1. О понятии «возраст россыпи»	501
18.2. Рельеф и возраст россыпей	503
18.3. Формационный и фациальный состав отложений и возраст россыпей	507
18.4. О соотношении понятий «россыпь» и «россыпное месторождение»	510
19. Классификация россыпей	514
19.1. Основы построения классификаций	514
19.2. Генетический ряд россыпей	515
19.3. Морфологический ряд россыпей	516
19.4. Возрастной ряд россыпей	517
VI. СПЕЦИАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ	518
20. Геохимическая эволюция россыпей	518
20.1. Общие замечания	518
20.2. О механизмах миграции элементов	520
20.3. Геохимическая зональность россыпей	522
20.4. Взаимоотношения кластогенной и хемогенной фаз россыпеобразования	526
21. Симметрия минералов рудных формаций и россыпей	528
22. Ультратонкие классы россыпеобразующих минералов	532
23. Количественная интерпретация различных стадий россыпеобразования	537
Заключение	548
Термины, введенные автором в геологию	553
Литература	554

CONTENTS

Preface to the first edition.....	5
Preface to the second edition.....	7
Introduction.....	9
I. PLACER-FORMING ORE ASSOCIATIONS AND MINERALS	
2. PLACER-FORMING ORE ASSOCIATIONS AND MINERALS	14
1. Placer-forming ore associations and minerals	14
2. Placer-forming minerals	20
3. Water flow dynamics and mineral behavior in it	37
3.1. Water flow structure.....	38
3.2. Minerals in water flow.....	40
3.3. Minerals in tidal zones of seas and lakes	45
3.4. Size and shape of minerals as the main feature of placer-forming associations	50
4. Types of placer-forming associations	51
4.1. Platinum and metal associations	51
4.2. Gold ore associations	75
4.3. Tin ore associations.....	136
4.4. Titanium-bearing associations.....	153
4.5. Zircon and rare - metal associations	169
4.6. Diamond-bearing associations.....	184
4.7. Layering of plutonium.....	191
4.8. Dyke magmatism and placer-forming ore systems	196
II. CONTINENTAL LITHOGENESIS	214
5. Continents morphostructure	214
5.1. Peculiarities of continental ore formation related to the character of morphogenesis	222
6. Characteristics of continental lithogenesis	226
6.1. Role of water in continental ore formation	229
6.2. Geochemical mobility of petrogenic elements.....	234
7. Types of lithogenesis	237
7.1. Glacial lithogenesis	237
7.2. Periglacial lithogenesis	249
7.3. Humid lithogenesis	281
7.4. Arid lithogenesis	291
7.5. Reflection of weathering process in mellow topsoil	297
7.6. Astronial lithogenesis	301
III. GENETIC TYPES OF PLACERS	303
8. Eluvial placers	303
8.1. Physical and chemical conditions of eluvial placer formation	303
8.2. Eluvial placer morphology	307
8.3. Mineral composition	309
8.4. Pseudo-eluvial placers	314
9. Diluvial and solifluction placers	315
9.1. The essence of diluvial process and terminology	315
9.2. Spread of diluvial and diluvial/solifluction placers	320
9.3. Placer location on slopes	324
9.4. Structure of diluvial and diluvial/solifluction placers and mineral distribution in them	325
9.5. Heterogeneous placers	326
10. Alluvial placers	329
10.1. Alluvial process and placer formation	329

10.2. Alkaline, river-bed and spit placers	332
10.3. Role of a raft in placer formation	338
10.4. Valley placers and conditions for their formation	340
10.5. Lowland placers	386
10.6. Placers in the areas of ancient glaciation	390
10.7. Terrace placers and common conditions for their formation	396
10.8. Placers of ancient elevated river systems	409
11. Coastal (littoral) placers	411
11.1. General remarks	411
11.2. Beach facies of coastal placers	413
11.3. Terrace placers	417
11.4. Spread of sea littoral placers	418
11.5. Lake placers	419
12. Arid field placers	419
13. One of feasible patterns for diamond placer formation	423
14. Technogenous placers	424
14.1. Dump placers	426
14.2. Celic placers	428
IV. SEA LITHOGENESIS AND PLACER FORMATION	430
15. Submarine placer formation	430
15.1. General remarks	430
15.2. Types of shelves	432
15.3. Shelf placers	436
15.4. Characteristic features of mineralogy for submarine placers	439
15.5. Patterns of submarine placer location	441
V. SUBSTANCE COMPOSITION, AGE AND TYPOLOGY OF PLACERS	442
16. Common features of placer substance composition	442
16.1. Granular components of substance composition	442
16.2. Psephitic component	444
16.3. Rock-forming endogenous minerals of psammitic component	446
16.4. Placer-forming minerals of psammitic component	448
16.5. Ore-forming minerals of pelitic component	450
16.6. Space (astral) placer component	451
16.7. Information factor of placer-forming minerals	452
17. Mineralogical features of placers	463
17.1. Mineralogy of platinum/metal placers	463
17.2. Mineralogy of gold-bearing placers	470
17.3. Mineralogy of tin-bearing placers	488
17.4. Mineralogy of titanium, titanium/zircon and rare-metal placers	490
17.5. Mineralogy of diamond-bearing placers	496
18. Age of placer deposits	501
18.1. The concept of placer age	501
18.2. Relief and age of placers	503
18.3. Formation and facies composition of deposits and placer age	507
18.4. Connection of the concepts of placer and placer deposit	510
19. Typology of placers	514
19.1. Basic concepts of the typology	514
19.2. Genetic series of placers	515
19.3. Morphological series of placers	516
19.4. Age series of placers	517
VI. SPECIAL PROBLEMS	518
20. Geochemical evolution of placers	518
20.1. General remarks	518
20.2. Mechanisms of element migration	520
20.3. Geochemical placer zoning	522
20.4. Relations of clustogenic and chemogenic phases of placer formation	526
21. Mineral symmetry in ore associations and placers	528
22. Ultra-thin classes of placer-forming minerals	532
23. Quantitative interpretation of different phases of placer formation	537
Conclusion	548
Terminology generated by the authour for the Geology	553
References	554

Научное издание

Николай Алексеевич ШИЛО

УЧЕНИЕ О РОССЫПЯХ
Теория россыпеобразующих
рудных формаций и россыпей

Редактор *Л. А. Русова*
Художник *Г. П. Писарева*
Технический редактор *В. М. Мошкина*
Оператор набора *Н. И. Чикичева*
Оператор перстки *О. Ю. Полянская*
Корректор *О. В. Глазунова*

Изд. лиц. ИД № 05497 от 01.08.2001 г. Подписано к печати 09.07.2001 г.
Гарнитура «Ньютон». Бум. офсетная. Формат 70x100/16. Печать офсетная.
Усл.п.л. 46,8. Уч.-изд.л. 48,52. Тираж 2000 экз. Заказ 176

Отпечатано в типографии ГУП «Издательство "Дальнаука"» ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7